ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. VI WARSZAWA 1956 No. 3

HENRYK TEISSEYRE

# Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa (Sudety Środkowe)

TREŚĆ: Wstęp — Położenie i charakterystyka geologiczna obszaru — Opis osadów — Środowisko sedymentacyjne — Czynniki paleogeograficzne i tektoniczne — Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — Zakończenie — Spis literatury

## WSTĘP

Depresja Świebodzic stanowi wycinek rozległego niegdyś basenu sedymentacyjnego, który rozwijał się na pograniczu kry sowiogórskiej i Kaledonidów sudeckich w górnym dewonie i najniższym kulmie. Stanowi ona odrębną jednostkę geologiczną Sudetów Środkowych. Odrębność tej jednostki zaznaczona jest wyraźnie przez jej swoistą treść stratygraficzną i właściwą jej tektonikę, różną od tektoniki wszystkich regionów przyległych *(11)* *.

Depresja Świebodzic była przedmiotem moich badań przez kilka kolejnych sezonów. Wyniki tych badań zostały częściowo ogłoszone drukiem *(10, 11)*. Praca niniejsza stanowi dalszą pozycję w rozpoczętym cyklu publikacji. Poświęciłem ją utworom górno-dewońskim południowo-wschodniej części depresji Świebodzic, w której dokumentacja paleontologiczna jest stosunkowo dobra, a tektonika w ogólnym zarysie zrozumiała i niezbyt skomplikowana.

Utwory te stanowi molassa, złożona na przedpolu gór, które w Sudetach środkowych powstawały w wyniku pierwszych faz waryscyjskich.

---

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Warto przy tym zaznaczyć, że takie wykształcenie górnego dewonu nie należy do zjawisk częstych.

W pracy niniejszej zajmuję się zagadnieniami sedymentacyjnymi i paleogeograficznymi. Między innymi szczególną uwagę poświęcam zaburzeniom śródwarstwowym, które odsłaniają się doskonale na brzegu Sudetów w Witoszowie.

## POŁOŻENIE I CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA OBSZARU

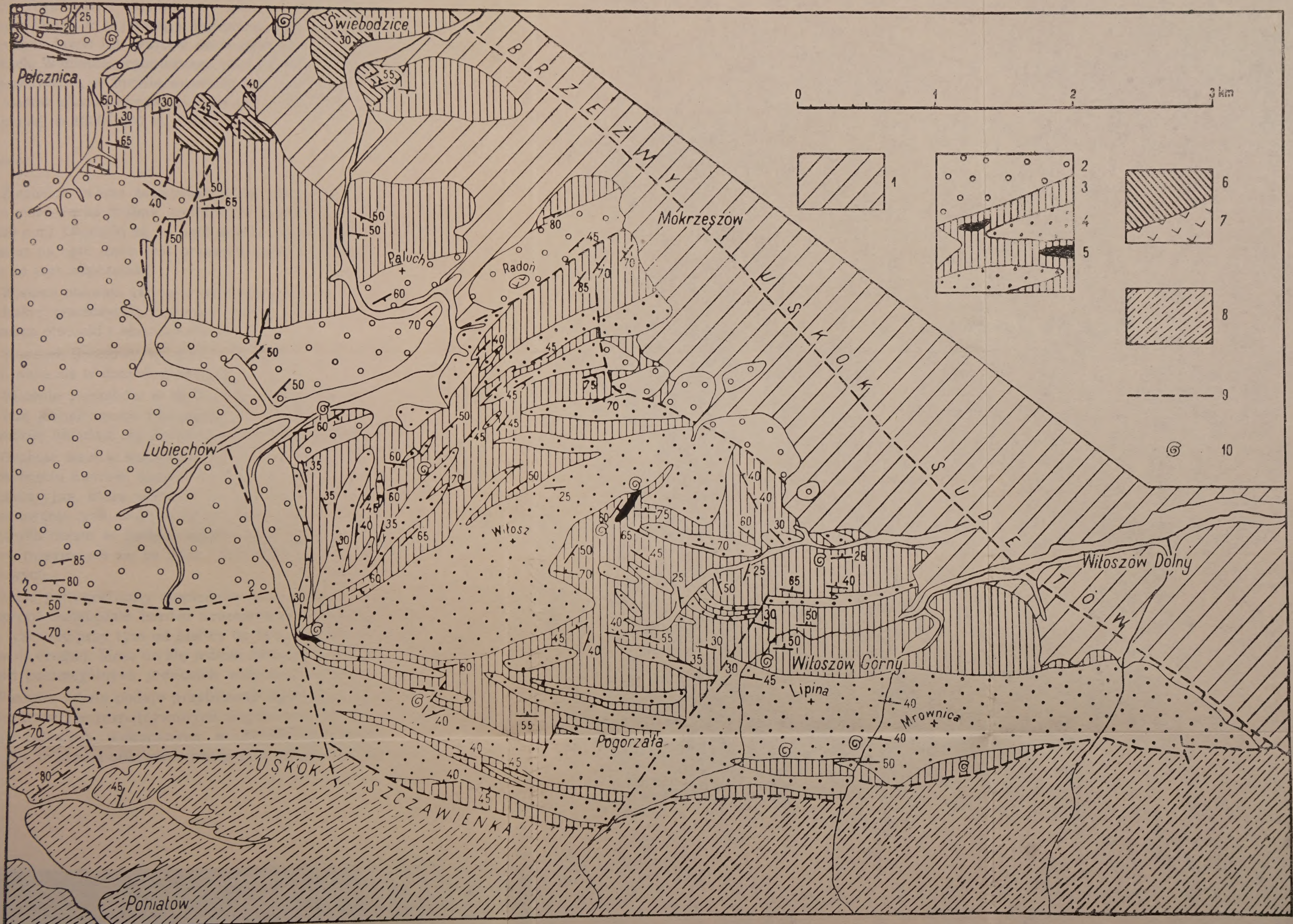
Południowo-wschodnia część depresji Świebodzic zamknięta jest od południa przez gnejsy sowiogórskie, które graniczą z utworami górnego dewonu wzdłuż wielkiej linii dyslokacyjnej (uskok Szczawienka). Od północnego wschodu obcina ją morfologiczna krawędź Sudetów, która wedle panujących poglądów stanowi cofający się próg sudeckiego uskoku brzeżnego. U podnóży tego progu odsłaniają się jedynie utwory czwartorzędowe, związane głównie ze zlodowaceniem. Osiągają one poważne miąższości. Po stronie sudeckiej utwory te schodzą na plan drugi, natomiast na stromych zboczach, w głębszych wcięciach dróg, w podciętych partiach zboczy i w sztucznych wykopach ukazują się skały osadowe górnego dewonu (ob. tabl. I).

Południowo-wschodnia część depresji Świebodzic rozpada się na kilka różnych elementów tektonicznych, rozgraniczonych przez dyslokacje. Blok Pogorzały jest największym i najważniejszym wśród tych elementów. Obejmuje on okolice Pogorzały, Witoszowa i Mokrzeszowa sięgając aż po Lubiechów. W miejscowości tej obcina go ku zachodowi wielka strefa uskokowa o przebiegu prawie południkowym. Ku NNW blok Pogorzały graniczy z synklinalną strefą Lubiechowa, wypełnioną zlepieńcami gnejsowymi kulmu z Książa, które reprezentują najniższy karbon i najprawdopodobniej też część górnego dewonu. Stosunek tektoniczny obu elementów nie jest jednakże zupełnie jasny wobec braku dostatecznej liczby odkrywek. Najprawdopodobniej blok Pogorzały jest nasunięty wzdłuż stromej dyslokacji na wspomnianą strefę.

Blok Pogorzały ma budowę na ogół prostą. Jak widać z załączonej mapy (tabl. I), stanowi on wycinek synkliny, zbudowanej dość symetrycznie, o osi przebiegającej prawie równoleżnikowo i podnoszącej się w kierunku zachodnim. Synklina ta przebiega zgodnie z północną krawędzią kry gnejsowej Sowich Gór, z którą styka się bezpośrednio. Brzeg Sudetów przecina ją skośnie *(4)*.

W tektonice synklinalnego bloku Pogorzały stwierdzamy w szczegółach szereg komplikacji, które wiążą się przede wszystkim z licznymi lecz trudnymi do uchwycenia uskokami.

Szkicowa mapa geologiczna pd.-wschodniej części depresji Świebodzic




*Legenda*

*1* lita pokrywa utworów plejstoceńskich; *2* zlepieńce gnejsowe (kulm z Książa) — karbon najniższy, częściowo górny dewon; dewon górny: *3* łupki mułkowe, *4* szarogłazy i zlepieńce, *5* wapienie organogeniczne, przeważnie rafowe; *6* łupki zieleńcowe i keratofiry złupkowane; *7* diabazy; *8* kompleks paragnejsowy sowiogórski; *9* uskoki (częściowo pod czwartorzędem); *10* stanowiska z fauną górnego dewonu

## OPIS OSADÓW

Utwory górno-dewońskie, które tworzą południowo-wschodnią część depresji Świebodzic, składają się głównie ze zlepieńców, szarogłazów i łupków. Osady te występują naprzemianlegle w postaci mniej lub więcej grubych ławic lub warstw dostrzegalnych nawet w drobnych odkrywkach. Wapienie organicznego pochodzenia obserwować można jedynie sporadycznie, w formie soczewek, na ogół niewielkich. Łączną miąższość osadów górno-dewońskich oceniam w SE części depresji Świebodzic co najmniej na 1200-1500 m.

### *Zlepieńce*

Zlepieńce tworzą zazwyczaj grube warstwy lub ławice. Przeważać w nich może ziarno drobne, średnie lub grube (2-20 mm, 20-200 mm i ponad 200 mm). Otoczaki są na ogół dobrze lub bardzo dobrze zaokrąglone, natomiast na ogół słabe jest przesortowanie materiału i selekcja w stosunku do jego odporności.

Większe otoczaki tkwią w szarogłazowej masie detrytycznej, która obok frakcji piaszczystej zawiera z jednej strony cząstki ilaste, z drugiej zaś drobne otoczaki i okruchy skalne.

Stosunek ilościowy tej masy detrytycznej do otoczaków większych frakcji waha się w dużych granicach.

Ułożenie otoczaków w skale jest na ogół bezładne. Otoczaki dyskowate leżą jednak często równolegle do powierzchni stratyfikacyjnych lub rzadziej układają się dachówkowato (tzw. imbricated structure).

Grubość warstw zlepieńcowych waha się od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Ławice grube wykazują często wyraźną rytmikę sedymentacyjną, która ujawnia się w zmianach grubości ziarna osadu. Scementowanie tych skał jest różne. Obok warstw i ławic twardych, występujących często w postaci skałek, zdarzają się pokłady bardzo słabo spojone, rozsypujące się na żwir i piasek pod wpływem czynników wietrzeniowych.

Skład petrograficzny zlepieńców górno-dewońskich jest w SE części depresji Świebodzic bardzo urozmaicony. Ilościowy stosunek składników waha się przy tym od ławicy do ławicy, albo od jednej grupy pokładów do drugiej. Może on się jednak również zmieniać w kierunku rozciągłości poszczególnych jednostek sedymentacyjnych.

Poniższa tabela podaje przybliżony skład petrograficzny otoczaków średniej frakcji w rozpatrywanych zlepieńcach. Opiera się ona na oznaczeniach polowych, wykonanych w dwudziestu siedmiu odkrywkach, przy czym w każdej odkrywce brano pod uwagę 100 otoczaków.

Tabela 1

Procentowy skład petrograficzny zlepieńców górno-dewońskich SE części depresji Świebodzic

| Lp. | Rodzaj skały | % | % od-do | Pochodzenie otoczaków |
|---|---|---|---|---|
| 1 | wapienie zbite, często z fauną morską górnego dewonu | 1,3 | 0 - 40 | skały górno - dewońskie |
| 2 | łupki szare, mułkowe i ilaste | 3,5 | 0 - 44 | |
| 3 | szarogłazy, piaskowce i zlepieńce drobnoziarniste | 11,9 | 0 - 52 | |
| 4 | kwarcyty i łupki kwarcytowe | 31,6 | 0 - 72 | kambro - sylur, częściowo zapewne prekambr młodszy |
| 5 | lidyty i łupki krzemionkowe | 0,2 | 0 - 2 | |
| 6 | różne łupki metamorficzne i fylity | 1,3 | 0 - 7 | |
| 7 | diabazy | 10,1 | 0 - 40 | |
| 8 | łupki zieleńcowe | 1,3 | 0 - 12 | |
| 9 | paleoporfiry, keratofiry i porfiroidy | 2,0 | 0 - 14 | |
| 10 | kwarc, przeważnie mleczny | 9,2 | 1 - 47 | |
| 11 | różne gnejsy sowiogórskie | 21,0 | 0 - 79 | skały kry gnejsowej Gór Sowich |
| 12 | granity i pegmatyty | 3,2 | 0 - 13 | |
| 13 | gabro | 0,5 | 0 - 8 | skały różne |
| 14 | inne i nieoznaczone | | | |

Z tabeli tej wynika, że na skały górno-dewońskie przypada średnio około 17% otoczaków frakcji średniej, na skały zaś podnoszących się w tym okresie fragmentów łańcucha kaledońskiego, zbudowanych ze skał staropaleozoicznych i młodoprekambryjskich, — około 50% (z doliczeniem części kwarcu). Elementy litologiczne kry gnejsowej Gór Sowich stanowią natomiast niespełna 30% w średniej frakcji zlepieńców górnodewońskich (p. tabela 1).

*Szarogłazy*

Szarogłazy łączą się przejściami zarówno ze zlepieńcami, jak i z łupkami. Jeśli w osadzie zlepieńcowym detrytyczna masa skalna, w której tkwią pojedyncze otoczaki, przekracza 50%, wtedy zlepieniec przechodzi w szarogłaz zlepieńcowaty. W przypadkach, w których frakcja mułkowa zaczyna w szarogłazie przeważać, szarogłaz przechodzi w łupek. Szarogłazy naszego obszaru mogą przy tym przechodzić w zlepieńce lub łupki zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Najczęściej jednak szarogłazy te tworzą przeławicenia w obu wyżej wymienionych typach osadów.

Grubość ziarna szarogłazów zmienia się od warstwy do warstwy, a nawet może ulegać wahaniom w jednej i tej samej warstwie. Warstwowanie przekątne zjawia się tu sporadycznie, natomiast oznaki sedymentacji frakcjonalnej są zjawiskiem raczej rzadkim.

Miąższość warstw szarogłazowych waha się najczęściej od kilku decymetrów do kilku metrów. Niekiedy napotykamy jednak wkładki cieńsze lub ławice znacznie grubsze. W skład szarogłazów wchodzi przede wszystkim kwarc z większą lub mniejszą przymieszką skaleni, mika jasna, rzadziej ciemna, chloryt, minerały ilaste, tlenki żelaza i częstokroć drobne okruchy różnych skał metamorficznych.

*Łupki*

Łupki górnego dewonu w SE części depresji Świebodzic są barwy ciemnoszarej, czekoladowo-szarej lub prawie czarnej. Składają się one przede wszystkim z mąki kwarcowej i minerałów ilastych, zmieszanych w różnych stosunkach, zawierają ponadto drobne okruchy skaleni, bardzo silnie rozdrobniony muskowit i chloryt, a czasem węglany. Drobne kryształki pirytu występują w tych łupkach dość pospolicie, natomiast większe skupienia i stosunkowo duże kryształy tego minerału (ponad 5 mm) napotykamy sporadycznie.

Łupki te wykazują częstokroć cieniutkie warstewkowanie, na przemian jaśniejsze lub ciemniejsze. W wielu przypadkach występują w nich

wyraźne smużki jasne, utworzone przeważnie z mąki kwarcowej, na przemian z warstewkami ciemnymi, zawierającymi obfitość substancji ilastej. Opisane warstewkowanie łupków jest na ogół bardzo regularne powodując równą, dachówkowatą oddzielność skały (łupki dachówkowe).

Opisywane osady wietrzejąc przybierają odcienie szaro-oliwkowe. Podobnie jak w wielu szarogłazach, zwłaszcza w drobnoziarnistych, tak i w łupkach w czasie wietrzenia na spękaniach i na powierzchniach oddzielności powstają naloty tlenków żelaza i manganu.

*Wapienie*

Skały wapienne organicznego pochodzenia występują w utworach górno-dewońskich SE części depresji Świebodzic jedynie sporadycznie. O ile nie odgrywają one żadnej roli, ilościowo rzecz biorąc, o tyle ze względu na liczne zazwyczaj szczątki organiczne są dla geologa bardzo ważne. Wapienie tworzą zazwyczaj nieregularne soczewki i gniazda wśród łupków lub rzadziej stykają się bezpośrednio z szarogłazami.

Największa soczewka takich wapieni znajduje się w lasach między Mokrzeszowem a Pogorzałą. Ma ona około 200 m długości, została jednakże niemal w całości wyeksploatowana i wypalona na wapno jeszcze w zeszłym stuleciu. Dziś w miejscu dawnego łomu występuje głęboki staw, okolony pięknymi lecz trudno dostępnymi odkrywkami. Niewielki fragment tych odkrywek przedstawia przekrój na fig. 1.

Wśród serii łupkowej dostrzegamy tu kilka różnych typów wapieni organicznych. Na plan pierwszy wybijają się jednak wapienie, zawierające liczne szczątki korali i algi z gatunku *Sphaerocodium zimmermanni* Rothpl. Na uwagę zasługują również cienkie warstwy złożone z elipsoidalnych konkrecji wapiennych, przeważnie silnie spłaszczonych. Konkrecje te leżą w łupku oddzielnie w kilku poziomach. Niekiedy stykają się one brzegami a nawet mogą się zrastać, dając lity pokład wapienia z charakterystycznymi nabrzmieniami i przewężeniami, które odpowiadają poszczególnym konkrecjom i ich partiom brzeżnym, zrośniętym ze sobą (fig. 1). Wapienie konkrecyjne są czarne i zawierają szczątki organiczne, głównie resztki krynoidów i skorupki brachiopodów.

Skamieniałości spotykamy jednakże nie tylko w wapieniach. Szereg stanowisk z fauną morską znaleziono także (7) w zespołach łupkowatych (ob. mapę na tabl. I). W łupkach dostrzegamy również większą lub mniejszą przymieszkę bardzo drobnej, najczęściej mikroskopowej sieczki roślinnej. Większe okruchy flory lądowej zdarzają się natomiast w szarogłazach. Jednakże i tej frakcji towarzyszy najczęściej tylko sieczka roślinna.

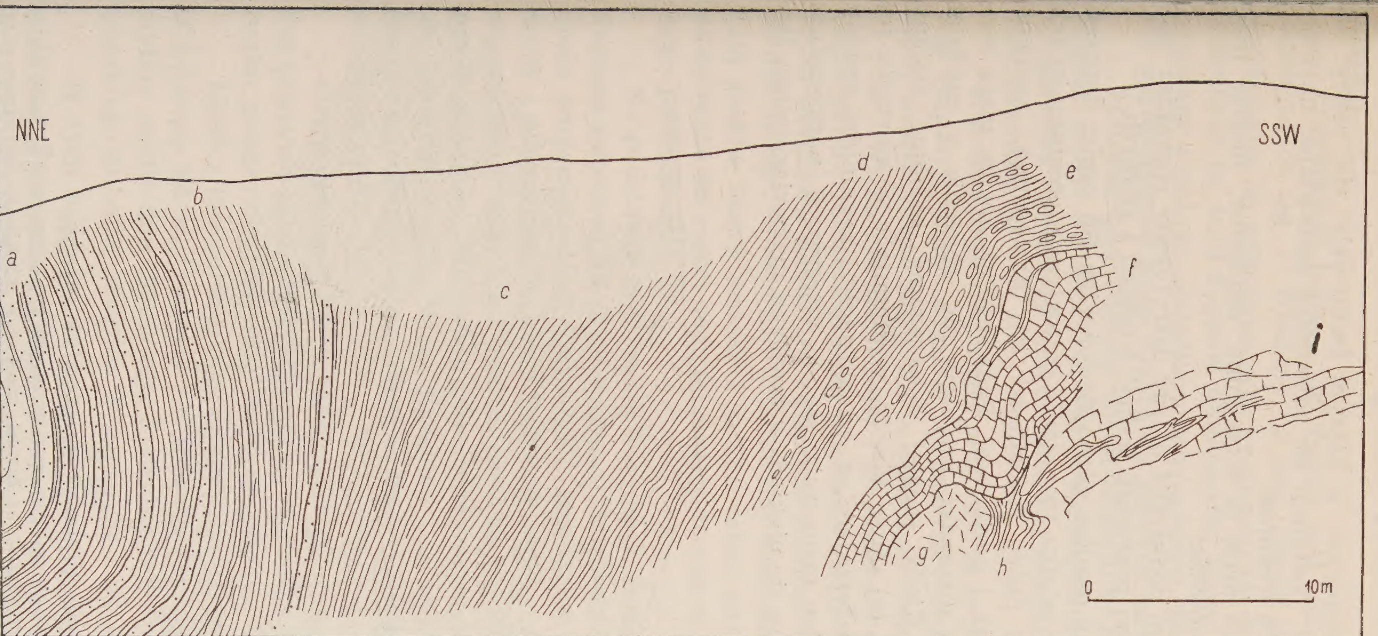



Fig. 1

Odkrywka górnego dewonu w Mokrzeszowie (stary łom w lesie położony 1 km na południe od SW krańca wsi)

*a* szarogłazy z wkładkami łupków szarych; *b* łupki mułkowe z miką, ciemnoszare z odcieniem niebieskawym i nielicznymi kryształkami pirytu; łupliwość nierówna, na spękaniach naloty żelaziste i ałunowe; nieliczne wkładki cienkich szarogłazów; *c* te same łupki bez szarogłazów; ***d* łupki** czarne, nieco wapniste, miejscami z wyraźnymi szczątkami flory; w łupkach dość liczne kryształki pirytu; na spękaniach naloty limonityczno-ałunowe, oddzielność płytkowa; *e* łupki jak poprzednie z wkładkami czarnych wapieni konkrecyjnych; *f* wapienie szare, nierówno-płytowe z licznymi szczątkami korali, poza tym częste *Sphaerocodium* i skorupki brachiopodów; wśród wapienia wkładki czarnych łupków; *g* wapień popielaty; *h* łupki szaro-zielone i czarne, silnie rozkruszone tektonicznie; *i* wapienie ciemnoszare i czarne (cuchnące), nieregularnie uławicone z soczewkowatymi nieregularnymi wkładkami łupków czarnych; w wapieniu korale, pojawiające się często soczewkowo, gałki *Sphaerocodium*, brachiopody, człony krynoidów

## ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE

Środowisko sedymentacyjne, w którym formowały się osady S części depresji Świebodzic, postaram się odtworzyć zestawiając najważ niejsze cechy facjalne tych utworów.

Cechy facjalne, które mają tu szczególne znaczenie, można ują w kilku punktach, a mianowicie:

1° Przede wszystkim podkreślić należy detrytyczny charakter materiału osadowego, z pewną przewagą frakcji średnich i grubych.

2° Uderzającą cechą osadów górno-dewońskich SE części depres Świebodzic jest następnie wielka monotonia ustawicznie powtarzającyc się typów skalnych, przy dużej zmienności ich następstwa, zarówn w kierunku pionowym jak i poziomym. Poszczególne ławice mają wy kształcenie soczewkowe i nierzadko zazębiają się obocznie z osadam o innej grubości ziarna. Kiedy indziej dostrzegamy powolne zmian frakcji ziarna w jednej i tej samej ławicy, występujące w kierunku je rozciągłości. Szczególnie uderzające są jednak nagłe i zasadnicze zmian w charakterze osadu, które zaznaczają się w warstwach naprzemian ległych. A więc spotykamy się niekiedy z ławicami gruboziarnistego zle

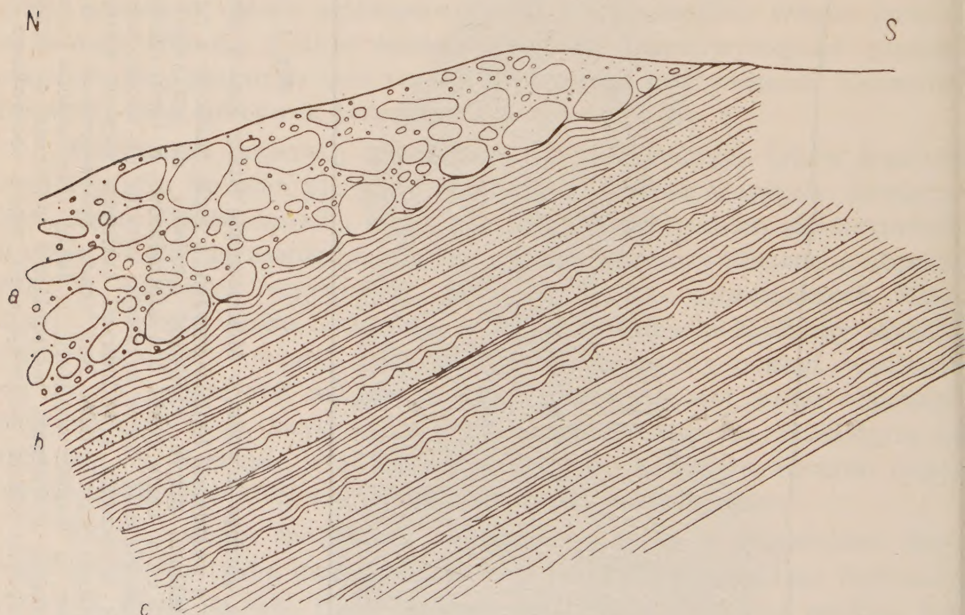



Fig. 2

Ławica gruboziarnistego zlepieńca — Witoszów

Ławica ta *a* spoczywa na łupkach mułkowych *b*, poprzegradzanych cienkimi wkład kami drobnoziarnistych szarogłazów *c*. Łupki mułkowe niekiedy wyraźnie piasz czyste. Szarogłazy mają często pręgi faliste na górnych powierzchniach; pręgi t są przeważnie asymetryczne, ich skłon północny jest bardziej stromy

pieńca w formie wkładów grubych pakietów osadu, przeważnie mułkowego.

Przykładem takiego przypadku jest odkrywka, której szkic przedstawiono na fig. 2. Widzimy na niej ławicę zlepieńca o otoczakach, dochodzących do kilkudziesięciu centymetrów średnicy, spoczywającą bezpośrednio na serii łupków mułkowych, które z innej strony są poprzegradzane cienkimi wkładkami szarogłazów. Szarogłazy te wykazują często asymetryczne pręgi faliste na górnych powierzchniach warstw.

Materiał zlepieńcowy został nasypany na świeże, niestwardniałe jeszcze muły. Świadczy o tym zdeformowanie najwyższych warstewek mułkowych i wnikanie skały mułkowej między otoczaki nadległej ławicy zlepieńcowej.

Z powyższego przykładu widzimy, że w jednym i tym samym miejscu rozpatrywanego obszaru sedymentacyjnego szybkość ruchu prądów wody mogła ulegać nagłym i to skrajnym wahaniom.

3° Większość zlepieńców i zlepieńcowatych szarogłazów wykazuje słabe przesortowanie ziarna, obecność części ilastych i ostrokrawędzistych okruchów skalnych, zwłaszcza szarych łupków górno-dewońskich. Dodać należy, że osady te w ogromnej większości przypadków nie zawierają śladów fauny morskiej, można zatem przypuszczać, że utwory zlepieńcowate SE części depresji Świebodzic są w znacznym stopniu fluwialnego pochodzenia.

Na podstawie tych wszystkich cech możemy uważać *skały górnego dewonu tworzące SE część depresji Świebodzic za utwory deltowego zespołu środowiskowego*. Zlepieńce i szarogłazy powstały z osadów żwirowych i piaszczystych, które tworzyły się zarówno na nadwodnych powierzchniach delt, jak i poniżej zwierciadła wody morskiej. Przybrzeżne prądy morskie i fale rozmywały częściowo te osady przenosząc drobniejszy materiał w odleglejsze okolice dna morskiego. Takie przeławicone osady są znacznie lepiej przesortowane niż ławice naniesione bezpośrednio przez rzeki.

Delty poszczególnych strug wodnych zazębiały się ze sobą tworząc litą pokrywę akumulacyjną, która rozprzestrzeniała się nie tylko w kierunku poziomym, lecz rosła także na grubość.

Między ławicami gruboziarnistych sedymentów, które sypały potoki u swego ujścia, tworzyły się przejściowo spokojne, jakkolwiek bardzo płytkie partie dna morskiego. Spokojne i źle przewietrzane obszary dna morskiego istniały również w lagunach i na dalszych peryferiach delt.

W tych właśnie okolicach gromadziły się przede wszystkim osady mułkowe. Środowiska sedymentacji mułkowej były raczej ubogie w tlen. W wielu przypadkach osad denny był pozbawiony tego gazu w zupełności, wyjąwszy może najbardziej wierzchnią jego warstewkę.

Świadczy o tym częsta obecność pirytu w łupkach oraz ciemnoszary lub prawie czarny ich kolor, pozostający w związku z mniejszą lub większą przymieszką zwęglonej substancji organicznej.

Pomyślne warunki rozwoju zwierząt i alg rafotwórczych (korale i zespoły alg z gatunku *Sphaerocodium zimmermanni* Rothpl.) zdarzały się przejściowo w niektórych partiach stoków deltowych. Nigdy i nigdzie nie doszło jednakże do ustabilizowania się tych warunków na okres czasu niezbędny do powstania większych raf. Utwory rafowe występują raczej jako sporadyczne i niewielkie gniazda wśród potężnej masy osadów klastycznych. Wszystkie rafy, rozpoczynające swój krótki żywot, walczyć musiały z sedymentem detrytycznym, który przy najbliższej odpowiedniej zmianie warunków pokonywał je łatwo i grzebał pod wciąż narastającym płaszczem żwirów, piasków i mułów.

## CZYNNIKI PALEOGEOGRAFICZNE I TEKTONICZNE

Paleogeograficzne i tektoniczne warunki powstawania osadów górnego dewonu w SE części depresji Świebodzic odczytać można do pewnego stopnia z facjalnego rozwoju osadów, petrograficznego składu zlepieńców, ze szczegółów litologicznych oraz z miąższości warstw.

Średnica otoczaków, która w wielu ławicach zlepieńcowych przekracza wielkość średnią 20-200 mm, wskazuje na dużą kompetencję potoków w ich dolnych, ujściowych odcinkach.

Materiał detrytyczny był zatem transportowany na obszar depresji Świebodzic przez potoki górskie, spływające z regionów silnie podniesionych i zapewne głęboko rozciętych. Wzniesienie gór alimentujących można oceniać na 1000-2000 m. W niektórych okresach góry dostarczające materiału detrytycznego do obniżającej się depresji Świebodzic mogły być jeszcze wyższe. Dobre na ogół obtoczenie tego materiału, a zwłaszcza doskonale niekiedy zaokrąglone otoczaki bardzo zwięzłych kwarcytów świadczą o tym, że transport ich odbywał się na przestrzeni co najmniej 10-20 km.

Obszary alimentujące składały się, jak widać, przede wszystkim ze skał słabo zmetamorfizowanych, charakterystycznych dla wyższych części gmachu kaledońskiego Sudetów Środkowych i Zachodnich (ponad 50% otoczaków w zlepieńcach średniej frakcji). Nie wchodziły tu jednakże w rachubę Kaledonidy kaczawskie i ich przedłużenie na obszarze bloku przedsudeckiego. Te Kaledonidy są bowiem oddzielone od SE części depresji Świebodzic przez obszary, w których osady górno-dewońskie nie zawierają zlepieńców. Ponadto Kaledonidy kaczawskie i ich wschodnie przedłużenie zbudowane są ze skał w dużym stopniu odmiennych niż otoczaki, charakterystyczne dla naszego regionu. Uwzględnić należy da-

ej, że w zlepieńcach górno-dewońskich SE części depresji Świebodzic występuje poważna ilość materiału, pochodzącego z kry gnejsowej Gór Sowich (średnio około 30%).

Biorąc pod uwagę wszystkie te fakty możemy przyjąć, zgodnie z autorką D. Pawlik (7), że delty górno-dewońskie SE części depresji Świebodzic sypane były od południa. Materiał detrytyczny, z którego zbudowana jest ta akumulacja, pochodził przy tym w znacznym stopniu z fragmentów łańcucha kaledońskiego, nie występujących dziś na powierzchni. Fragmenty te są najprawdopodobniej ukryte na obszarze niecki śródsudeckiej, pod potężną pokrywą młodopaleozoiczną (kulm, karbon produktywny i perm) oraz mezozoiczną (głównie górna kreda).

W górnym dewonie fragmenty te podnosiły się i ulegały procesom erozyjnym. Dopiero później (w młodszym paleozoiku) poczęły się one stopniowo zapadać. Pogrążanie się resztek zdegradowanych Kaledonidów rozpoczęło się najpierw w NE części niecki śródsudeckiej (kulm i niższa część karbonu produktywnego) i rozszerzyło się następnie na SW część tej niecki (karbon produktywny wyższy). W okresie czerwonego spągowca znikły łańcuchy górskie w obrębie zapadlisk północno-czeskich.

Rozpatrując znaczenie ruchów tektonicznych dla sedymentacji górno-dewońskiej w SE części depresji Świebodzic podkreślić należy przede wszystkim dużą miąższość osadów tego regionu, która wedle mych obliczeń wynosi co najmniej 1200-1500 m, jak o tym była już mowa wyżej. Miąższość ta świadczy, że dno basenu sedymentacyjnego obniżało się w czasie trwania sedymentacji. Drugim faktem znamiennym i wskazującym na silne ruchy skorupy ziemskiej jest obecność skał górno-dewońskich na wtórnym złożu w utworach górnego dewonu SE części depresji Świebodzic. Skały te występują w zlepieńcach i szarogłazach zlepieńcowatych wspomnianego regionu pod postacią okruchów bardzo zmiennej wielkości oraz otoczaków nieraz doskonale zaokrąglonych.

Wśród wspomnianych otoczaków i okruchów dostrzegamy drobnoziarniste zlepieńce, szarogłazy, łupki i wapienie, nie różniące się zupełnie od skał górno-dewońskich, tworzących SE część depresji Świebodzic. Otoczaki i bloczki wapienia zawierają nawet dość często oznaczalną faunę morską górnego dewonu.

Ilość materiału górno-dewońskiego, który zjawia się na wtórnym złożu w zlepieńcach wspomnianego regionu, oceniam na powyżej 15%. Znaczy to, że na każde 6 km$^3$ osadu zlepieńcowatego przypada nieco ponad 1 km$^3$ przeławicowanego w górnym dewonie i uprzednio stwardniałego sedymentu górno-dewońskiego.

Obszar, na którym sypane były górno-dewońskie delty rzek w Sudetach Środkowych, był niezawodnie znacznie rozleglejszy niż powierzchnia SE części depresji Świebodzic. Rozpościerał się on przede

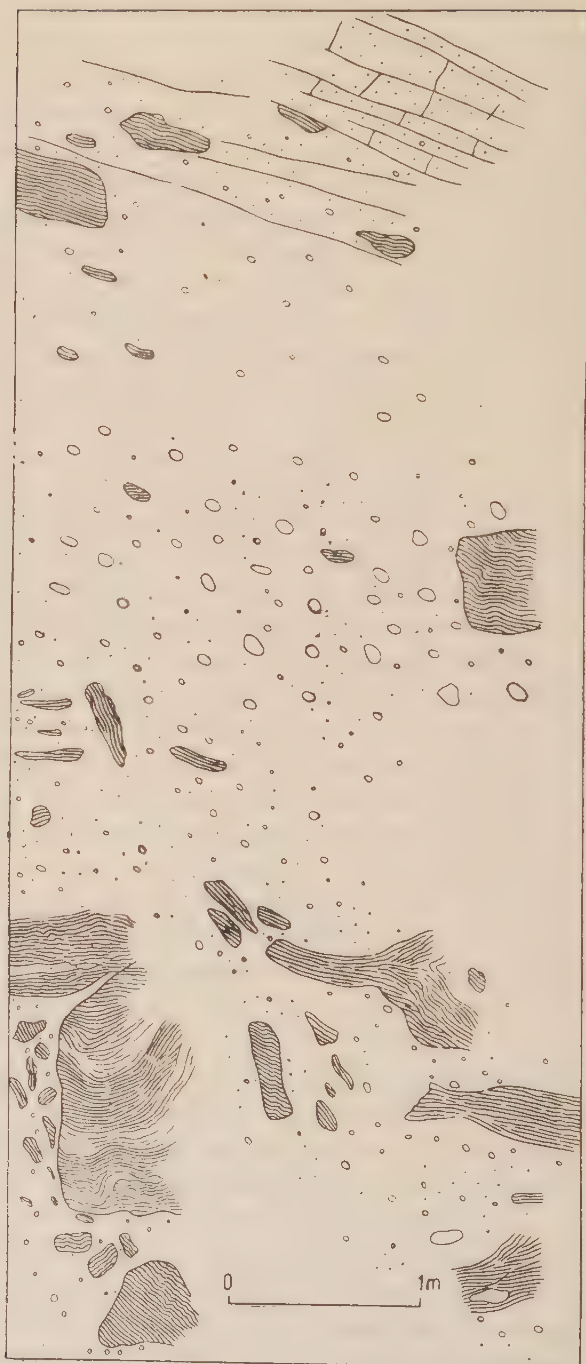



Fig. 3

Gruboławicowe szarogłazy zlepieńcowate górnego dewonu z blokami i strzępami łupków dewońskich — Pogorzała. Osad powstał na skutek obsunięcia świeżych napływów na skłonie delty

wszystkim wzdłuż całej południowej krawędzi ówczesnego basenu sedymentacyjnego. Kubatura skał górno-dewońskich, przeławiconych w tym okresie czasu, była zatem pokaźna i może być w przybliżeniu oceniona na kilka do kilkunastu km³.

W miarę pogłębiania się środkowej części basenu sedymentacyjnego podnosiły się zatem nie tylko jego stare ramy, lecz również i rozległe obszary brzeżne, objęte początkowo przez procesy sedymentacyjne. Dotyczy to przede wszystkim południowego brzegu synklinorium Świebodzic. Na brzegu tym erodowane były świeżo stwardniałe osady górnego dewonu obok skał starszego podłoża.

Okruchy osadów górno-dewońskich, zmieszane z masą innego materiału detrytycznego, dostawały się na zapadający się obszar środkowej części synklinorium Świebodzic i tu były osadzane po raz wtóry.

Dobre zaokrąglenie wielu otoczaków, a zwłaszcza zbitych wapieni świadczy o tym, że otoczaki te przeszły uprzednio przez transport na przestrzeni co najmniej kilku kilometrów.

W zlepieńcach i zlepieńcowatych szarogłazach SE części depresji Świebodzic dostrzegamy jednakże również okruchy skał górno-dewońskich, słabo zaokrąglone lub nawet ostrokrawędziste. Wśród odłamków ostrokrawędzistych występują szczególnie często szare łupki mułkowe. Niekiedy odłamki te osiągają pokaźne rozmiary. Zostały one złożone w osadzie po odbyciu bardzo krótkiego transportu.

Duże bloki i małe strzępy łupków dewońskich występują we wrzynce drogi polnej w Pogorzale, niespełna 2 kilometry na WWS od wzgórza Lipina.

W odkrywce powyższej (fig. 3) dostrzegamy rozsypliwe gruboziarniste szarogłazy, miejscami z drobnymi, pojedynczymi otoczakami. Uławicenie osadu jest widoczne głównie dzięki silniej spojonym wkładkom, ukazującym się w górnej części odkrywki.

Strzępy i bloki łupków, nie różniących się zupełnie od łupków górno-dewońskich, tkwią w rozsypliwych szarogłazach bezładnie. Inkluzje te wykazują łupliwość zgodną z delikatnym ich warstewkowaniem, jednakże w każdym niemal bloku i okruchu różnie skierowaną; niekiedy stwierdzić można sfałdowanie warstewek. Łupliwość ta ustawia się pod bardzo różnymi kątami względem uławicenia szarogłazów, które stosuje się do biegu i upadu panującego w całej okolicy.

Bezkierunkowe ułożenie bloków i strzępów łupkowych w dolnej części odkrywki przemawia za osuwiskowym charakterem osadu. Wyraźna kierunkowość tych bloków i strzępów w górnej części odkrywki, jako też zaznaczające się tu uławicenie szarogłazów wskazują na przemycie osuwiska przez wody płynące.

Szybkość osadzania się utworów deltowych w SE części depresji Świebodzic trudno uchwycić dokładniej. Licząc czas trwania sedymentacji górno-dewońskiej w tym obszarze okrągło na 10 milionów lat i oceniając sumaryczną miąższość osadów na 1500 m (po kompakcji) otrzymamy średnią szybkość depozycji 15 cm w tysiącleciu.

Liczba ta wydaje się dość niska, jeśli się zważy charakter facjalny osadu.

Sedymentacja w depresji Świebodzic nie była jednakże ciągła. Sporadycznie możemy obserwować objawy lokalnej erozji w utworach deltowych wspomnianego zespołu. Przykładem takiej erozji jest fig. 4.

Prócz krótkotrwałych erozji lokalnych istnieje jednak możliwość występowania luk sedymentacyjnych i erozji, obejmujących cały region sedymentacyjny lub znaczne jego części. D. Pawlik przyjmuje taką lukę połączoną z rozmywaniem osadów w stropie piętra Nehden *(Cheiloceras)*, a zatem u podstawy głównej masy szarogłazów i zlepieńców, składających się na zbadany obszar (faza premarsyjska — 7).

Prócz tej luki, która objęła przynajmniej znaczną część basenu sedymentacyjnego, mógł istnieć na zbadanym obszarze szereg okresów zahamowania depozycji materiału klastycznego.

Zahamowanie depozycji musiało nastąpić w tych przypadkach, w których kubatura materiału doprowadzanego przez potoki była przez dłuższy okres czasu nieproporcjonalnie duża w stosunku do szybkości zapadania się basenu sedymentacyjnego.

Nie mamy pewności, czy okresy takie istniały faktycznie w czasie rozwoju utworów deltowych w SE części depresji Świebodzic. Możemy jednakże podejrzewać, że one były, zwłaszcza w dolnej części piętra Hemberg *(Prolobites)*, kiedy to osadzały się potężne masy zlepieńców i szarogłazów. Masy te tworzą między innymi wzgórza: Mrownica, Lipina i Witosz.

Opisywane zlepieńce i szarogłazy dochodzą do kilkuset metrów grubości i zawierają miejscami obfity materiał górno-dewoński na wtórnym złożu.

## ZABURZENIA ŚRÓDWARSTWOWE W WITOSZOWIE

Odkrywka, w której występują zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie, znajduje się na lewym brzegu doliny, w odległości około 520 m na północ od szczytu wzgórza Lipina. Jest to sztuczna ścianka skalna, wykopana na zboczu doliny dla lepszego pomieszczenia zabudowań niewielkiego gospodarstwa rolnego (budynki obecnie w ruinie). Skała jest tu stosunkowo świeża, zaburzenia zaś śródwarstwowe występują w niej

wyjątkowo wyraźnie. Z tego względu obiekt ten zasługuje nie tylko na opisanie, *lecz również i na ochronę, jako zabytek przyrody.*

W odkrywce naszej występują warstwy szarogłazów na przemian z wkładkami łupkowymi. Utwory te należą do niższej części młodszego górnego dewonu. Biorąc pod uwagę faunę, opracowaną przez D. Pawlik, można je zaliczyć do piętra Hemberg, czyli do piętra *Prolobites* w podziale goniatytowym.

Szarogłazy mają ziarno zmiennej grubości. Duże różnice zachodzić mogą pod tym względem nie tylko pomiędzy poszczególnymi warstwami, lecz również w obrębie jednej i tej samej warstwy.

Nierównoziarniste osady przechodzą w drobnoziarnisty zlepieniec. Średnica otoczaków tego zlepieńca dochodzi do kilku milimetrów, rzadziej waha się w granicach większych.

Przeławicenia łupkowe zawierają stale przymieszkę bardzo rozdrobnionej jasnej miki, często także ziarna drobnego piasku w bardzo

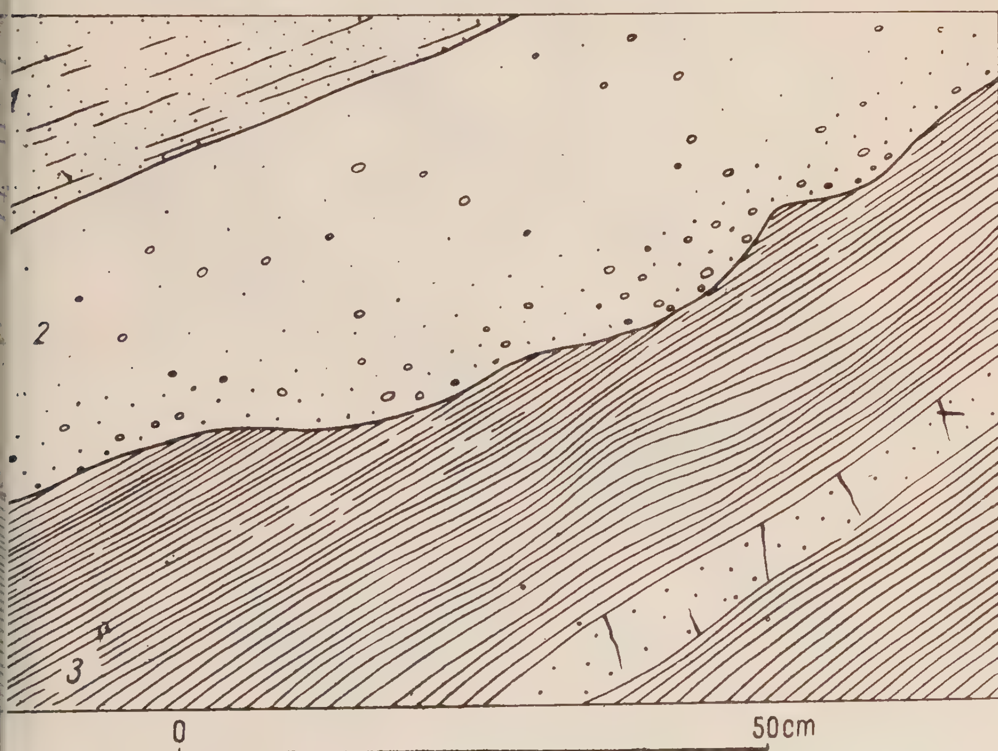



Fig. 4

Przykład erozji śródformacyjnej w utworach górno-dewońskich w okolicy Pogorzały

*1* szarogłazy nieco ilaste i złupkowane; *2* szarogłaz zlepieńcowaty; *3* łupki mułkowe z cienkimi wkładkami zbitych drobnoziarnistych szarogłazów

zmiennej ilości. Niekiedy piasek przeważa w nich wyraźnie nad frakcją pelitową.

Zwęglona sieczka roślinna drobna lub bardzo drobna, mikroskopowej wielkości, jest dość pospolita zarówno w szarogłazach jak i w łupkach. Niewielkie kryształki pirytu zjawiają się sporadycznie. Cieniutkie smugowanie, na przemian jaśniejsze i ciemniejsze, występuje niekiedy w łupkach i drobnoziarnistych szarogłazach. Grubość warstw szarogłazów i łupków waha się najczęściej w granicach od kilku do stu kilkudziesięciu centymetrów, bywa jednak i większa.

Bieg warstw w opisywanej odkrywce wynosi około 280°, natomiast upad zwrócony ku NNE waha się około 30°-35°.




Fig. 5

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przykład warstw miernie zaburzonych *a* szarogłaz drobnoziarnisty, nieco ilasty, niewyraźnie warstewkowany; *b* łupek mułkowy szary; *c* szarogłaz grubo i nierównoziarnisty, partiami drobnozlepieńcowaty; *d* łupki mułkowe silnie piaszczyste; *e* szarogłaz drobnoziarnisty, niewyraźnie warstewkowany

Pokłady spoczywają na sobie spokojnie, nie wykazując wyraźnych rozluźnień wzdłuż fug warstwowych ani też objawów dyferencjalnego sfałdowania. Jedyną oznaką silniejszego zaangażowania tektonicznego jest złupkowanie ścinające (tzw. shear cleavage), które zjawia się sporadycznie wykazując bieg od 320° do 30° i upady strome w kwadrantach południowych.

W niektórych wkładkach zjawiają się zaburzenia wewnętrzne, mniej lub więcej silne, które z pewnością nie są spowodowane ruchami tektonicznymi.

Zaburzenia te zanikają ku stropowi i spągowi warstw zaburzonych. Warstwy te są przegradzane przez pokłady szarogłazowe i łupkowe, nie wykazujące żadnych zakłóceń wewnętrznych.




Fig. 6
Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przykład warstw silnie zaburzonych z wybitnie zaznaczoną wtórną teksturą fluidalną
*a* łupek szarogłazowo-mułkowy; *b* szarogłaz drobnoziarnisty mułkowy; *c* szarogłaz nierównoziarnisty, przeważnie gruboziarnisty; *d* łupek szarogłazowo-mułkowy, miejscami wyraźnie i cienko warstewkowany; *e* ciemnoszary łupek mułkowy

Zaburzenia śródwarstwowe obejmują zawsze dwa różne elementy litologiczne, a mianowicie: 1) osad drobnoziarnisty, mniej lub więcej mułkowy i 2) osad gruboziarnisty, często zlepieńcowaty.

Przy miernych zaburzeniach śródwarstwowych osad mułkowy spoczywa zawsze poniżej szarogłazowego (fig. 5). W pokładach natomiast, w których pierwotne sedymentacyjne ułożenie ziarna mineralnego uległo silnym zakłóceniom, obie frakcje osadowe przenikają się w sposób mniej lub więcej skomplikowany (fig. 6, 7, 9). Pierwotne następstwo osadów nie da się tu na ogół ustalić, jakkolwiek wnosić by należało, że w każdym przypadku warstwa szarogłazowa nasypywana była na osad mułkowy.

W odkrywce witoszowskiej możemy zatem śledzić różne stadia rozwoju zaburzeń śródwarstwowych. Podkreślić jednakże należy, że, niezależnie od intensywności wewnętrznego zakłócenia danego zespołu warstw (co najmniej dwu warstw), górna i dolna powierzchnia tego zespołu mają zawsze przebieg regularny i równoległy do ogólnego ułożenia powierzchni sedymentacyjnych w odkrywce.




Fig. 7
Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie

*a* łupek szary mułkowy, cienko warstewkowany; *b* szarogłaz drobnoziarnisty, ilasty, złuskowany; *c* szarogłaz gruboziarnisty, przechodzący w drobnoziarnisty zlepieniec; *d* łupek szary, mułkowy, cienko warstewkowany

W przypadku miernych deformacji śródwarstwowych (fig. 5) granica między nadległym osadem szarogłazowym a leżącą niżej warstwą mułkową przebiega sinusoidalnie.

Amplituda i długość poszczególnych fal jest przy tym w przybliżeniu stała w jednym i tym samym zaburzonym zespole, może być jednakże w różnych zespołach bardzo różna. Sfalowania są tu jednak najczęściej mniej lub więcej asymetryczne i przechylone w kierunku północnym.

Śledząc szczegółowo granice osadu mułkowego i wyżej leżącego szarogłazu dostrzegamy często szereg drobnych komplikacji (fig. 5). Polegają one na zazębieniu się obu osadów w grzbietowej części sfalowań czy też nawet na tworzeniu się cieniutkich wypustek mułkowych, wnikających głęboko w warstwę szarogłazową. Tam, gdzie zaznacza się delikatne warstewkowanie osadu mułkowego i szarogłazowego, możemy obserwować stopniowe zanikanie sfałdowań ku spągowi czy ku stropowi, co przedstawiono wyraźnie na fig. 5.

*Maksymalne zaburzenia zjawiają się natomiast zawsze na kontakcie obu zdeformowanych warstw.*

Fig. 6 i 7 obrazują wkładki o znacznie większych wewnętrznych deformacjach niż przykład, przedstawiony na figurze poprzedniej. We wkładkach tych osad drobnoziarnisty i gruboziarnisty przenikają się nawzajem w sposób nieregularny i częstokroć bardzo zawiły. Wśród silnie zniekształconej masy osadu szarogłazowego możemy niejednokrotnie obserwować „apofizy" mułkowe, cienkie lub nabrzmiewające. W przypadkach, w których „apofiza" taka uległa przerwaniu, powstaje gniazdo łupkowe w masie szarogłazowej (fig. 6, 7).

Masa szarogłazowa może również ulec rozczłonkowaniu na mniejsze lub większe fragmenty już to nieregularne, już też o zarysie bochenkowatym, sferycznym lub elipsoidalnym.

Wielkość tych fragmentów może być bardzo różna. W wielu przypadkach powstają one w sposób przedstawiony na fig. 8.

Proces oddzielania się fragmentu warstwy szarogłazowej rozpoczyna się od silnego wybrzuszenia lub zafałdowania tej warstwy ku dołowi w masę mułkową. Następnie wybrzuszenie przewęża się u podstawy (fig. 8, *a*, *b*). Deformacja może zatrzymać się w tym stadium, jeśli jednak ruchy sedymentu trwają nadal, następuje rozerwanie zwężenia podstawowego i całkowite oddzielenie wybrzuszonej lub sfałdowanej masy (fig. 8 c). Wiele gniazd szaroglazowych, oddzielonych w ten sposób, wykazuje delikatne współśrodkowe warstewkowanie, związane pierwotnie z rytmiką sedymentacyjną, a w okresie deformacji wygięte i zamknięte okrężnie.

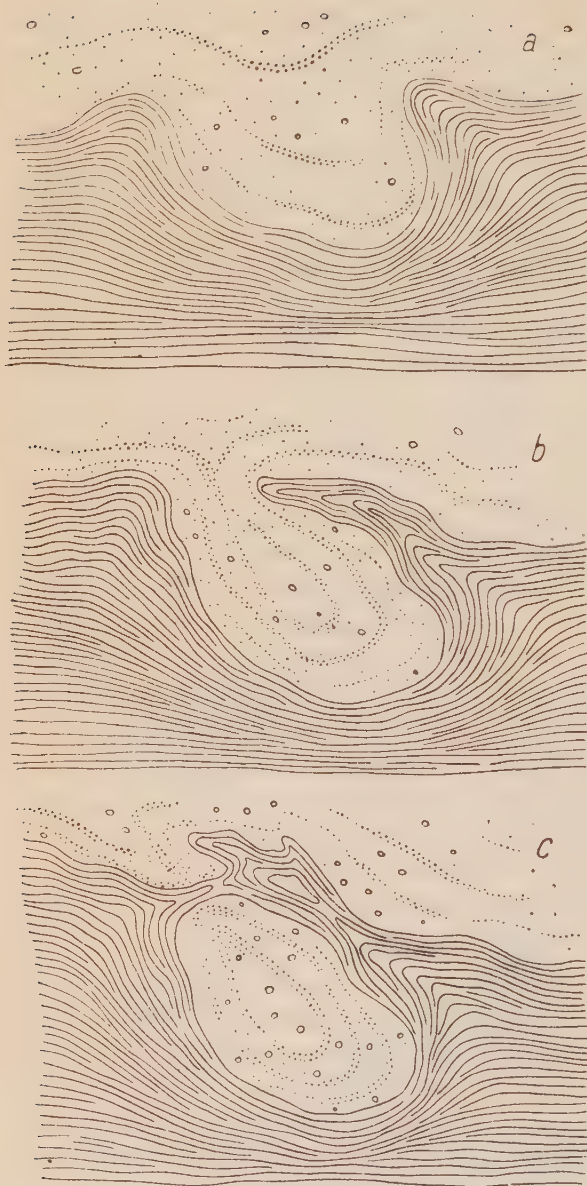



Fig. 8
Powstawanie gniazd szarogłazowych wśród łupków mułkowych przed stwardnieniem osadu

*a*, *b*, *c* — główne stadia rozwoju deformacji plastycznej: *a* wstępne sfałdowanie; *b* głębokie przenikanie się obu osadów; *c* przewężanie się wypustki szarogłazowej i odcięcie jej od warstwy macierzystej przez napór materiału mułkowego

Fig. 9 przedstawia przypadek, w którym warstwa szarogłazowa uległa daleko idącemu rozczłonkowaniu. Większe i mniejsze fragmenty osadu szarogłazowego otulone są w niej ze wszystkich stron przez masę mułkową. Fragmenty mają kształty bardzo różnorodne, często skomplikowane przez zatokowe wycięcia, płytkie i głębokie, jak widzimy na fig. 9.

Geneza zaburzeń śródwarstwowych, opisanych i zilustrowanych w niniejszym ustępie, wydaje się dość jasna. Chcąc ją zrozumieć należy wziąć pod uwagę następujące, istotne dla tego zagadnienia cechy zaburzonych osadów, częściowo już wzmiankowane w opisie szczegółowym:

1. Wszystkie opisane wkładki składają się z dwu różnych elementów litologicznych — mułkowego lub mułkowo-piaszczystego i szarogłazowego, przechodzącego często w drobnoziarnisty zlepieniec.

2. W zespołach warstw słabo lub miernie zaburzonych *dostrzegamy warstwę szarogłazową zawsze ponad warstwą mułkową* (fig. 5).

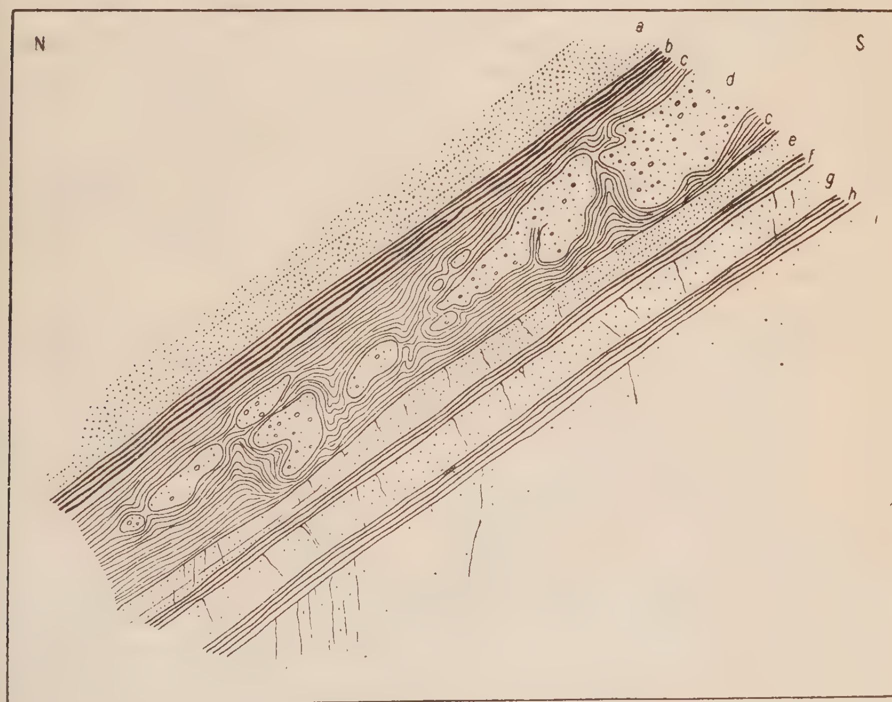



Fig. 9

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie

*a* szarogłaz drobnoziarnisty, miejscami niewyraźnie przekątnie warstwowany; *b* łupek szary piaszczysty; *c* łupek szarogłazowo-mułkowy; *d* szarogłaz gruboziarnisty, partiami zlepieńcowaty; *e* szarogłaz drobnoziarnisty zbity; *f* łupek szary mułkowy; *g* szarogłaz drobnoziarnisty, cienko warstewkowany, zbity; *h* łupek szary mułkowy: *i* szarogłaz nierównoziarnisty

3. Największe zaburzenia zjawiają się na granicy obu osadów i zanikają zarówno ku górze jak i ku dołowi.

4. Powierzchnie zewnętrzne każdego zaburzonego zespołu warstw, zarówno stropowa jak i spągowa, nie wykazują zakłóceń i przebiegają równolegle do szarogłazów i łupków wewnętrznie niezaburzonych, a przegradzających zespoły zdeformowane.

Charakterystyka powyższa, jak i załączone do pracy rysunki (fig. 5, 6, 7, 9) wykazują jasno, że *odkształcenia osadów zaburzonych nie są natury tektonicznej. Są to deformacje na pół płynnego sedymentu, wywołane raczej przez ruchy grawitacyjne.* Ruchy te musiały zachodzić w świeżym osadzie, bezpośrednio po depozycji obu warstw, albo też mogły się rozpocząć już w trakcie ich sedymentacji.

Mechanikę ruchu i przebieg deformacji można sobie wyobrazić w sposób następujący. Świeży muł, najczęściej piaszczysty, osadzony w płytkim środowisku wodnym i zapewne dość bogaty w cząstki koloidalne, zasypywany był przez piaski, przeważnie gruboziarniste. Ciężar właściwy tych piasków był nieco większy niż ciężar właściwy niżej leżącego mułu. Poszczególne ziarna warstwy piaszczystej nie tonęły jednakże w mule dzięki jego wielkiej lepkości. Obciążenie mułu, rosnące stopniowo ale nierównomiernie w różnych partiach zasypywanego dna, musiało spowodować zespołowe ruchy cząstek, tworzących obie warstwy. W partiach przeciążonych warstwa piasku, wyginając się ku dołowi, tonęła w mule. W partiach słabiej obciążonych muł podnosił się ku górze wtłaczając się w warstwę piaszczystą.

Ruchy takie, które rozpoczynały się na dnie pochyłym, mogły ułatwić powolne spływanie obu rodzajów osadów w kierunku spadku. Graniczna powierzchnia obu poruszających się warstw uległa przy tym sfalowaniu, podobnemu do sfalowania, jakie pojawia się na granicy dwu różnych i nie mieszających się ze sobą płynów, będących w ruchu. Zjawiska turbulencyjne i pękanie bardziej sztywnej warstwy piasku mogły spowodować pewne komplikacje w powyższym sfalowaniu.

Częstokroć jednakże ruchy pionowe przeważały nad ruchami spływowymi. W takich przypadkach plastycznie płynny muł wdzierał się głęboko w warstwę wyżej leżącego piasku, a nawet mógł ją rozrywać. Wówczas rozlewał się on wzdłuż górnej powierzchni warstwy gruboziarnistej. Między obiema warstwami następowała częściowo wymiana zajmowanej przestrzeni. W przypadkach skrajnych warstwa piaszczysta ulegała rozerwaniu na fragmenty, które tonąc w mule zatrzymywały się ostatecznie na pewnym poziomie.

W innych znów przypadkach sfałdowania mułów, wnikające głęboko w nadległą masę gruboziarnistych piasków, mogły zwężać się

i wyginać w następnej fazie ruchów. Wypustki mułu przewężone u nasady i odcięte od osadu macierzystego tworzyły różnokształtne gniazda, otoczone ze wszystkich stron obcym sedymentem. Podobnie powstawały też oddzielne gniazda piasku w masie mułowej (fig. 8).

Dla wszystkich tych deformacji jest rzeczą szczególnie znamienną, że nigdy nie następowało tu mieszanie się pojedynczych cząstek piasku i mułu ze sobą. Cząstki sedymentu obu osadów podlegały, podobnie jak w płynącej cieczy, ruchom zespołowym, jako pewne kontinuum.

Nabrzmiewanie warstewek szarogłazowych w łękach śródwarstwowych sfałdowań i rozszerzanie się warstewek mułu w antyklinach jest niekiedy wyraźnie widoczne (fig. 5). Zjawiska te świadczą, że przesunięcia cząstek deformowanych sedymentów następowały wdłuż fałdujących się warstewek: w piasku — ku osiom synklin, w mule — ku osiom antyklin, w myśl strzałek, umieszczonych na fig. 10.

Z postępem deformacji mogło dojść oczywiście do przewężania się i do rozrywania poszczególnych warstewek. Nie obserwujemy jednakże

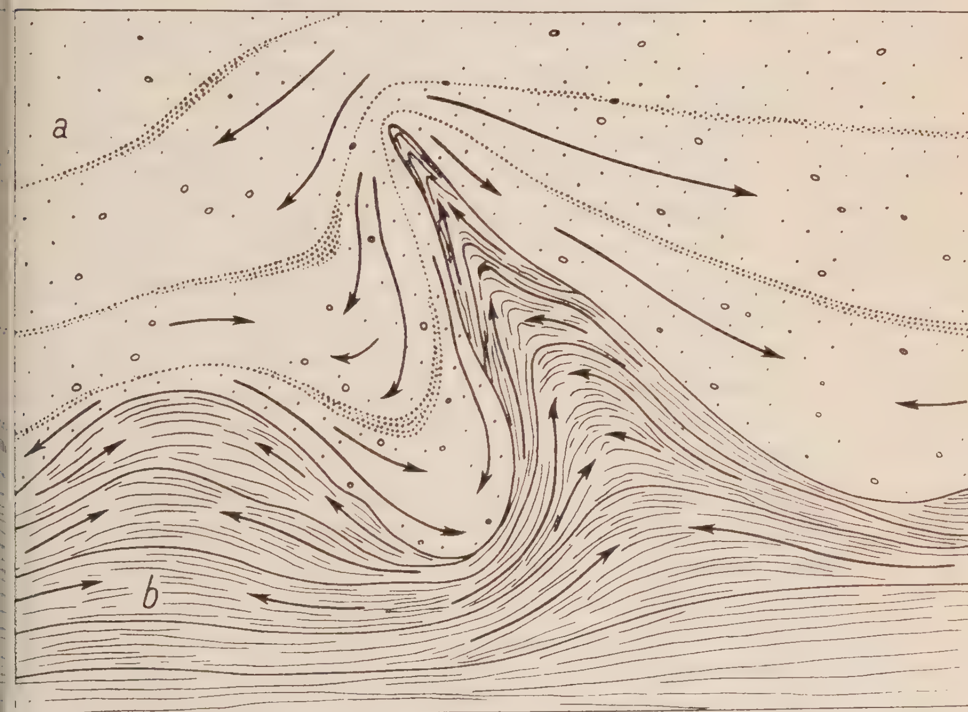



Fig. 10
Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przekrój teoretyczny
*a* szarogłaz zlepieńcowaty; *b* szarogłaz mułkowy
Strzałki wskazują kierunek ruchów cząstek niezestalonego sedymentu w czasie rozwoju zaburzenia śródwarstwowego

takich deformacji, które by dały się wytłumaczyć jedynie przez ruch cząstek sedymentu w poprzek warstewek. Całość deformacji ma charakter zasadniczo fluidalny, przypominający wzajemne przenikanie się dwu wprawionych w ruch nie mieszających się cieczy.

## ZAKOŃCZENIE

Tematy poruszane w niniejszej pracy, a dotyczące warunków sedymentacyjnych i zaburzeń śródwarstwowych w SE części depresji Świebodzic, stanowią jedynie drobny ułamek tych zagadnień sedymentacyjnych i paleogeograficznych, które łączą się w Sudetach z wystąpieniami dewonu, a zwłaszcza górnej części tego systemu.

Nie znamy dotychczas zasięgu morza górno-dewońskiego i jego wahań.

Zalew górno-dewoński obejmował najprawdopodobniej cały obszar graniczny między krą gnejsową Gór Sowich a Kaledonidami północno-sudeckimi (synklinorium Świebodzic). Rozpościerał się on przy tym na południową część wspomnianych Kaledonidów (badania E. Bergera i St Radwańskiego, *3*, *8*) zatapiając również znaczne obszary północnej części kry sowiogórskiej. Ku zachodowi zalew ten sięgał, jak się zdaje, aż na obszar bloku Karkonoszy obejmując wschodnie jego peryferie (Cz. Żak, praca w przygotowaniu). Morze dewońskie rozpościerało się dalej w tym kierunku zalewając zapadliska północno-czeskie. Zostawiło ono swe osady również na zachodniej peryferii Gór Izerskich. Ku południowemu wschodowi natomiast sięgało po okolice Nowej Rudy i Kłodzka.

Uderzającą rzeczą jest zmienność wykształcenia górnego dewonu w różnych okolicach Sudetów (porównaj prace Bederkego, *1*, *2*).

W depresji Świebodzic np. utwory górno-dewońskie reprezentowane są przez synorogeniczną serię molassową, co najmniej 1200-1500 m grubości. W okolicy Kłodzka i Nowej Rudy miąższość osadów tego samego wieku jest kilkadziesiąt razy mniejsza, dominującą zaś skałą są tu płytkowodne wapienie, osadzone w warunkach epikontynentalnych. Łupki i wapienie, w najwyższej części diabazy i ich tufy, są to utwory górnego dewonu na zachodnim krańcu Gór Izerskich.

Za ekwiwalent warstw górnego dewonu uważa się często w Sudetach Wschodnich warstwy andelohorskie (Engelsberger-Schichten). Reprezentują je słabo metamorficzne łupki, szarogłazy i sporadycznie występujące zlepieńce. Kompleks ten wykształcony jest w facji odpowiadającej fliszowi i zdaje się wykazywać znaczną miąższość, jakkolwiek ze względu na monoklinalne sfałdowanie nie jest ona bliżej uchwytna.

Przedstawiona zmienność w wykształceniu sudeckiego dewonu górnego pozostaje w związku z tektonicznym rozczłonkowaniem tego góro-

woru i ze stopniem tektonicznej stabilności poszczególnych regionów w okresie górno-dewońskim.

Duże zróżnicowanie w miąższości i facjalnym charakterze utworów, zależne od czynników tektonicznych, związanych czasowo z sedymentacją, jest jedną z najistotniejszych cech dewonu górnego w Sudetach.

*Katedra Geologii Ogólnej*
*Wrocław, styczeń 1956*

## SPIS LITERATURY


1. BEDERKE E. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. & Pal. Bd. II, H. 7. Berlin 1924.
2. BEDERKE E. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten etc. — Ibidem, Bd. VII, H. 23. Berlin 1928.
3. BERGER R. Über ein fossilführendes Devongeröll aus den Culmconglomeraten von Merzdorf im Riesengebirge und seine Bedeutung für die Paläogeographie des mittelsudetischen Devons. — Zbl. Miner. etc. Jg. 1934, Abt. B, No. 7. 1935.
4. CRAMER R., FINCKH L. & ZIMMERMANN E. Erläuterungen zur geologischen Karte v. Preussen etc. Lfg. 256: Blatt Schweidnitz. — Preuss. Geol. L.-A. Berlin 1924.
5. OBERC J. Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. — Przewodnik XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach, 1951. P. T. Geol. Kraków 1953.
6. OBERC J. Variscian tectonics of the Sudeten Mts. illustrated by the example of the Bardo Mts. — C.-R. XIX-me Sess. Congrès Géol. Int., Alger 1952, Sec. XIII. Alger 1954.
7. PAWLIK D. Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). — N. Jb. Miner. etc. Beil.-Bd. 81, Abt. B. 1939.
8. RADWAŃSKI ST. Paleogeografia i sedymentacja kulmu w północnej części niecki śródsudeckiej (Palaeogeography and sedimentation of the Culm in the northern part of the intersudetic basin). — Biul. P.I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 79. Warszawa 1952.
9. SHROCK R. Sequence in layered rocks. I ed. New York, Toronto, London 1949.
10. SMULIKOWSKI K. & TEISSEYRE H. Budowa geologiczna depresji Świebodzic. — Przewodnik XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach, 1951. P. T. Geol. Kraków 1953.
11. TEISSEYRE H. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna (Swiebodzice depression as a geological unit). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 106. Warszawa 1956.

OFIA KIELAN

# Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich



## WSTĘP

Odkrycie górnego ordowiku po północnej stronie Łysogór (por. ig. 1) w Górach Świętokrzyskich zawdzięczamy badaniom J. Czarnoc- kiego, który w r. 1939 opisał *(8)* * występowanie ordowiku w Wólce pod Nową Słupią [1]. Ponadto w roku 1938 ten sam badacz wspólnie z B. Are- iem odkrył nowy punkt występowania ordowiku we wsi Brzezinki, gdzie v roku 1939 przeprowadzono prace ziemne połączone z eksploatacją fau- y. W związku z wybuchem wojny w 1939 roku dane dotyczące występo- vania ordowiku w Brzezinkach nie zostały opublikowane.

W roku 1928 *(6)* Czarnocki opublikował dane dotyczące stratygrafii rdowiku w Zalesiu pod Łagowem.

Materiały zebrane przez Czarnockiego w Wólce i Brzezinkach uległy zęściowemu zniszczeniu w czasie działań wojennych. W roku 1951 J. Czarnocki przekazał mi ocalałą część kolekcji trylobitów pochodzących z Wólki i Brzezinek do opracowania.

W latach 1952 i 1953 podjęłam eksploatację skamieniałości w Wól- ce, Brzezinkach, Zalesiu i Stawach pod Bardem. Z zebranego materiału oznaczyłam dotychczas około 60 gatunków trylobitów z Wólki i Brzezi- ek i kilkanaście gatunków z Zalesia i Stawów. Opublikowałam dotych- zas (1955, *17*) opis tylko jednego gatunku *Ceraurus intermedius* Kielan.

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

[1] Występowanie łupków z *Tretaspis* po północnej stronie Łysogór było przez tego amego autora sygnalizowane już wcześniej z Wólki *(5)* i Kajetanowa *(7)*, jednakże upki te były zaliczone przez Czarnockiego początkowo do ordowiku, później do sy- uru i dopiero komunikat z 1939 roku, zawierający spis fauny i profil badanych varstw w Wólce, daje pełniejszą informację o stratygrafii tych utworów.

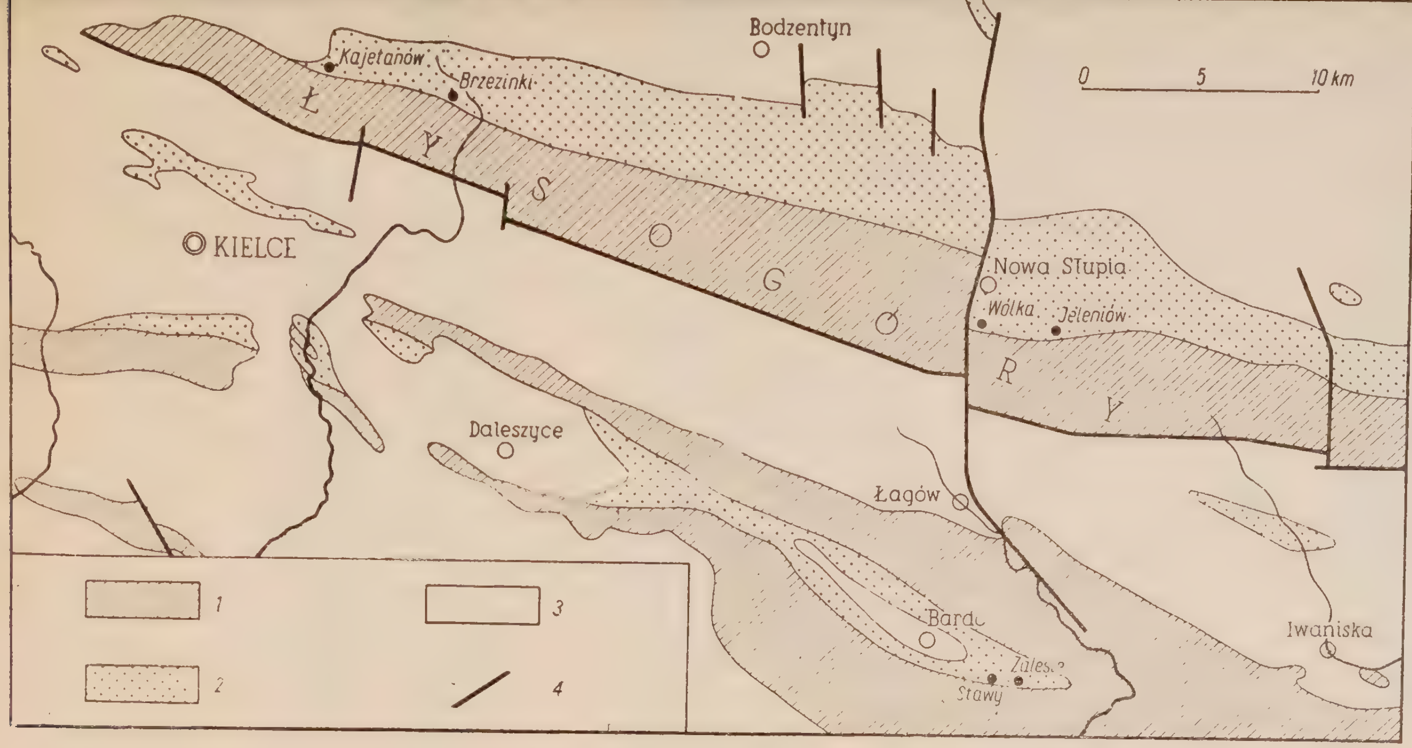



Fig. 1

Schematyczna mapa geologiczna środkowej części Gór Świętokrzyskich (wg J. Samsonowicza, 1952)

Skala 1 : 300 000

*1* kambr; *2* ordowik i sylur; *3* utwory młodsze; *4* uskoki

którego opracowanie ze względu na teoretyczne znaczenie zachowanych stadiów ontogenetycznych wyodrębniłam jako zagadnienie specjalne.

Niniejsza notatka jest komunikatem wstępnym, dotyczącym stratygrafii górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich.

Prace terenowe w Wólce, Brzezinkach i Zalesiu w latach 1952-1953 prowadziłam z ramienia Instytutu Geologicznego. Prace kameralne nad opracowywaniem trylobitów z wymienionych miejscowości rozpoczęłam w roku 1954 w Zakładzie Paleozoologii PAN, pod kierunkiem prof. dra R. Kozłowskiego, któremu za liczne rady i dyskusje związane z mą pracą składam wyrazy podziękowania.

Mgr. H. Tomczykowi dziękuję za oznaczenie zebranych przeze mnie graptolitów z warstw ordowiku w Brzezinkach i w Wólce oraz za dostarczenie cennych informacji dotyczących występowania poziomów graptolitowych w warstwach syluru w Górach Świętokrzyskich.

Prof. P. Thorslundowi z Upsali dziękuję za udostępnienie mi manuskryptu jego pracy *(35)*. Dr. Valdarowi Jaanussonowi z Upsali składam wyrazy podziękowania za udostępnienie mi manuskryptu jego najnowszej pracy *(12)*, za przeczytanie rękopisu niniejszej notatki oraz za dyskusję i cenne uwagi krytyczne.

Pani M. Czarnockiej dziękuję za wykonanie zdjęć fotograficznych.

## WYSTĘPOWANIE I STRATYGRAFIA GÓRNEGO ORDOWIKU NA PÓŁNOCNEJ STRONIE ŁYSOGÓR

W związku z trudnościami, na jakie napotyka przeprowadzenie korelacji utworów górno-ordowickich Gór Świętokrzyskich z ordowikiem W. Brytanii, przyjęto w niniejszej pracy podział stratygraficzny ordowiku, który jest oparty na stratygrafii tych utworów w Skandynawii, nie zaś w W. Brytanii. Autorzy skandynawscy dzielą ordowik na dolny, środkowy i górny (Thorslund *34*, Jaanusson & Strachan *13*, Thorslund *35*). Korelacja z W. Brytanią przedstawia się przy tym jak następuje (p. tabela str. 256).

Utwory górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich ciągną się wąskim pasem wzdłuż północnego zbocza Łysogór. Ich występowanie stwierdzono jak dotychczas (od zachodu ku wschodowi, por. fig. 1) w Kajetanowie, Brzezinkach, Wólce, Dębniaku i Jeleniowie. Z wymienionych miejscowości jedynie w Wólce wychodzą one na powierzchnię (wąwóz na Kobylej Górze), w pozostałych zaś punktach ukryte są pod grubą powłoką zwietrzelin, osuwisk i lessów i można je zbadać jedynie przy pomocy robót ziemnych.

Tabela 1

| Skandynawia | Wielka Brytania | |
|---|---|---|
| Górny ordowik | aszgil | |
| | poziom z *Pleurograptus linearis* | karadok |
| Środkowy ordowik | do poziomu z *Dicranograptus clingani*<br>od poziomu z *Nematograptus gracilis* | |
| | landeilo | |
| Dolny ordowik | lanwirn | |
| | arenig | |
| | tremadok | |

Wychodzące na powierzchnię utwory ordowickie w Wólce leżą w strefie dyslokacji (Czarnocki, *8*) i kontaktują bezpośrednio z utworami środkowego kambru. Spoczywają one w położeniu nienormalnym zapadając ku zachodowi. Kontakt utworów ordowickich z sylurskimi w Wólce jest nieznany. Ukryty pod kilkunastometrową powłoką lessów kontakt ten jest trudny do odsłonięcia. Najniższe poziomy syluru odsłaniające się w Wólce, kilkanaście metrów na wschód od odsłonięć ordowiku, odpowiadają poziomowi z *Cyrtograptus lundgreni* (tzw. 30-y poziom angielski). W Wólce wyróżnił Czarnocki *(8)* w ordowiku dwa ogniwa: niższe kontaktujące z kambrem i wykształcone jako czarne łupki z *Dicellograptus* sp., i wyższe, określone przez tego autora jako (l. c., str. 17):

„...margle szare z odcieniem niebieskawym w stanie niezwietrzałym i żółte łupki kompletnie odwapnione w stanie zwietrzałym".

Kontakt między obu seriami w Wólce ma charakter tektoniczny (l. c., pl. II, fig. 2). W serii żółtych łupków (mułowców) występuje bogata fauna złożona głównie z trylobitów, z których Czarnocki określił kilkanaście gatunków (l. c., str. 17) nadając tym łupkom nazwę serii trynukleusowej i korelując je z dolną częścią aszgilu angielskiego i poziomem $Dd_5$ ordowiku czeskiego.

Najpełniejszych danych, dotyczących stratygrafii i fauny górnego ordowiku, dostarczył profil w Brzezinkach, odsłonięty przeze mnie w czasie robót ziemnych w 1953 roku. Warstwy ordowiku w Brzezinkach występują na polu ornym, na głębokości od 3 do 6 m pod powierzchnią ziemi. Przy pomocy szybików połączonych podziemnymi sztolniami przekopałam od południa ku północy serię ordowiku około 90 m miąższości, kontakt warstw ordowiku z sylurskimi oraz utwory najniższego syluru.

Odsłonięte warstwy ordowickie, zapadające pod kątem $30^0$-$50^0$ ku północy, rozpoczynają się w części południowej profilu serią czarnych

łupków z graptolitami, których przekopałam około 10 metrów. Odsłonię-
e niższych poziomów czarnych łupków było ze względów technicznych
niemożliwe. Kontakt utworów ordowickich z kambryjskimi jest w Brze-
nkach nieznany.

Graptolity w czarnych łupkach w Brzezinkach są bardzo źle zacho-
ane, jednakże z zebranego przeze mnie materiału udało się H. Tomczy-
owi oznaczyć z najniższej odsłoniętej partii łupków następujące gatun-
i: *Orthograptus* cf. *truncatus* Lapw., *O. calcaratus* Lapw., *Orthograptus*
). i *Diplograptus* sp., oraz z części stropowej łupków: *Climacograptus*
*yloideus* Lapw., *C. minimus* Carruth. i *Climacograptus* sp. Dane te
skazywałyby na to, że czarne łupki w Brzezinkach reprezentują koń-
ący się poziom z *Dicranograptus clingani* oraz poziom z *Pleurograptus*
*nearis* (tj. poziomy 12 i 13 według podziału Elles i Wood, *10*).

Czarne łupki graptolitowe przechodzą stopniowo w mułowce o za-
arwieniu początkowo zielono-niebieskim, zmieniające się szybko ku gó-
e w zielono-żółte i żółte. Z profilu w Brzezinkach wynika, że między
ou seriami istnieje ciągłość sedymentacji i stopniowe przejścia. Cała se-
a jasnych mułowców jest bezwapienna, stan jednak zachowania w niej
kamieniałości — nie spłaszczonych, lecz zachowanych bez pancerzy, po
tórych zostały próżnie wypełnione niekiedy limonitem — potwierdza
niosek Czarnockiego *(8)*, że są to margle wtórnie w strefie wietrzenia
dwapnione. W stropie serii żółtych mułowców spoczywają zgodnie, lecz
ez stopniowych przejść, oddzielone od nich kilkucentymetrową warstwą
arego iłu czarne łupki graptolitowe z *Orthograptus vesiculosus* Nich.,
ależące już bez wątpienia do syluru i reprezentujące odpowiednik 17-go
oziomu angielskiego.

W mułowcach profilu w Brzezinkach fauna nie występuje równo-
iernie w całej serii. W warstwach dolnych (około 25 m miąższości), spo-
zywających nad łupkami graptolitowymi, trylobity pojawiają się spora-
ycznie w niektórych tylko warstewkach. Największe wzbogacenie fau-
y charakteryzuje warstwy środkowej części profilu (około 32 m miąż-
zości). Górna część profilu (około 23 m miąższości), leżąca w spągu sy-
urskich łupków graptolitowych, stanowi warstwy płonne, pozbawione
kichkolwiek skamieniałości; nie znaleziono w niej nawet nieoznaczal-
ych szczątków fauny. Poza trylobitami, reprezentowanymi bardzo bo-
ato, w warstwach profilu Brzezinek występuje fauna, złożona z małżo-
czków, ramienionogów, nielicznych ślimaków i innych zwierząt, któ-
ch oznaczaniem się nie zajmowałam. Dokładna analiza całego zespołu
uny trylobitów, występujących w poszczególnych warstwach 80-me-
owej serii jasnych mułowców, pozwala na wyodrębnienie kilku pozio-
ów faunistycznych w obrębie tej serii. Poziomy te scharakteryzować

można nie poszczególnymi skamieniałościami przewodnimi, lecz zespoła-mi gatunków trylobitów. Ponieważ wśród oznaczonych trylobitów około 30% stanowią gatunki nowe, których opisywaniem nie zajmuję się w ni-niejszej notatce, wyodrębnianie poszczególnych poziomów faunistycznyc byłoby w tej chwili pozbawione podstaw. W niniejszym komunikaci wstępnym ograniczam się więc do prowizorycznego podziału serii jasnyc mułowców na trzy wymienione wyżej części.

Z warstw dolnych profilu, gdzie skamieniałości są rzadkie i bardz rozproszone, pochodzą następujące trylobity: *Tretaspis granulata buck-landi* (Barr.), *Novaspis* sp. (nowy gatunek), *Trinodus tardus* (Hawl & Corda), *Cyclopyge* sp. (nowy gatunek), *Carmon mutilus* Barr., *Raphio-phorus globifrons* (Olin), *Raphiophorus gratus* (Barr.), *Lonchodoma portlocki* (Barr.), *Dindymene ornata* Linnarsson, *Dindymene pulchr* Olin, *Pseudosphaeroxochus laticeps* (Linnarsson), *Pterygometopus recur-vus* (Olin) i inne.

Wiele spośród wymienionych gatunków jest reprezentowanych w zbio-rach z tej części profilu przez pojedyncze tylko okazy. Z wymienionyc gatunków jedynie *Dindymene pulchra* Olin i *Pseudosphaeroxochus lati-ceps* (Linnarsson) nie zostały znalezione w warstwach środkowych pro-filu, gdzie trylobity reprezentowane są bardzo licznie zarówno jeśli idzi o liczbę gatunków, jak i pod względem liczby osobników. W warstwac środkowych poza gatunkami przechodzącymi z warstw dolnych pojawia-ją się: *Staurocephalus clavifrons* Ang., *Phillipsinella parabola* (Barr.), *Pseudobasilicus nobilis* (Barr.), *Ceraurus intermedius* Kielan, *Raphiopho-rus tenellus* (Barr.) i wiele innych.

Najbardziej charakterystyczne trylobity z warstw dolnych i środ-kowych profilu w Brzezinkach oraz z Wólki są przedstawione na plan-szach I, II, III i IV, fig. 1-2.

W dolnych warstwach jasnych mułowców w Brzezinkach występu-ją sporadycznie graptolity, z których oznaczono tylko *Climacograptus* cf. *scalaris miserabilis* Elles & Wood.

Skład fauny trylobitów w Wólce jest w zasadzie taki sam jak w Brzezinkach, chociaż fauna jest tu nieco uboższa, gdyż pewne rzadki gatunki znane są tylko z Brzezinek. W związku z trudnościami odsłonię-cia pełnego profilu jasnych mułowców w Wólce oraz z zaburzeniami w ich przebiegu nie można przeprowadzić dokładnej korelacji z profilem w Brze-zinkach. Na uwagę zasługuje fakt znalezienia w Wólce jednego okazu — negatywu *Tretaspis seticornis* (His.), z Brzezinek nieznanego (por. pl. II fig. 5). Ponadto w jasnych mułowcach w Wólce znalazłam kilka okazów graptolitów, z których H. Tomczyk oznaczył następujące gatunki: *Ortho-graptus truncatus* Lapw., *Plegmatograptus nebula* Elles & Wood, *Clima-cograptus* cf. *scalaris miserabilis* Elles & Wood, oraz *Dicellograptus* sp

Ordowik w Kajetanowie odkryty w 1929 r. przez J. Czarnockiego (7) nie był przeze mnie eksploatowany. W kolekcji przekazanej mi przez J. Czarnockiego znajduje się kilka okazów z Kajetanowa, wskazujących na to, że warstwy tam występujące stanowią odpowiednik warstw środkowych profilu w Brzezinkach.

W Dębniaku [2] występowanie ordowiku było stwierdzone w wierceniu (Czarnocki, *8*), którego materiały uległy zniszczeniu w czasie wojny.

O występowaniu górnego ordowiku w Jeleniowie poinformował mnie H. Tomczyk, który w czasie prac nad stratygrafią syluru w Jeleniowie w 1954 roku natrafił tam na czarne łupki z graptolitami oraz na fragmenty żółtych mułowców, z których zebrał jedynie nieliczne szczątki *Tretaspis* sp. Seria ta w Jeleniowie kontaktuje, według obserwacji Tomczyka, z górnym wenlokiem.

## WYSTĘPOWANIE I STRATYGRAFIA WARSTW DALMANITINOWYCH W OKOLICACH ŁAGOWA

Czarnocki *(6)* opisał w r. 1928 profil ordowiku w Zalesiu (por. fig. 1) pod Łagowem, jako obejmujący (l. c., str. 555): „...pełną serię ordowiku dolnego, środkowego i górnego". Miąższość całej wyróżnionej przez tego autora serii ordowiku w Zalesiu nie przekracza 30 metrów. W jej obrębie Czarnocki wyróżnił trzy litologicznie odrębne typy osadów i wprowadził tu podział stratygraficzny na 18 warstw. Część dolną profilu (warstwy 1-6) tworzą w zasadzie piaskowce, środkową (warstwy 7-14) — dolomity i margle dolomityczne; część górna (warstwy 15-18) wykształcona jest w facji łupkowej. Z dolnej części profilu Czarnocki zebrał bogatą faunę, przemawiającą za dolno-ordowickim (tremadok i częściowo arenig) wiekiem tych warstw. Ze środkowej części nie pochodzi żadna skamieniałość, która by pozwoliła określić jej wiek, poza formami oznaczonymi w przybliżeniu, cytowanymi z warstwy 10-ej (l. c., str. 558): *Lingulella* sp., *Acrothele* sp. i *Climacograptus* sp. Wreszcie z górnej części profilu wymienia Czarnocki bogatą faunę z warstw 16-ej i 18-ej, między innymi *Dalmanites kiaeri* Troedsson z warstwy 16-ej i *Dalmanites mucronatus* Brongniart z warstwy 18-ej. Przeprowadzając korelację profilu w Zalesiu z ordowikiem krajów nadbałtyckich i częściowo Szwecji porównywał Czarnocki (l. c., str. 566) warstwy 9-14 z poziomami D i E krajów nadbałtyckich oraz z warstwami z *Chasmops* i *Trinucleus* w Szwecji, warstwy zaś 15-18 — z poziomem F (warstwy z *Harpes*) krajów nadbałtyckich.

Ta przeprowadzona przez Czarnockiego korelacja spotkała się w r. 1936 z krytyką ze strony Troedssona (*39*, str. 501), którego zdaniem war-

---

[2] Dębniak odległy jest o niecały 1 km na NW od Wólki, nie mógł więc być zaznaczony na mapie (fig. 1) w tej skali.

stwy 16-18 profilu zaleskiego stanowią odpowiednik warstw dalmanitesowych (obecnie dalmanitinowych) Skanii, zaliczanych przez Troedssona do syluru. Jeżeli chodzi o wiek dolomitów, występujących pod warstwami dalmanitinowymi, to jak stwierdza Troedsson (l. c., str. 501):

„Because there is no paleontological evidence for the classification of the dolomitic beds (couches 7-15), their age remains an open question. I am inclined to assume a large hiatus at the top of the Ordovician within the dolomites, or between the dolomites and the *Dalmanites* beds".

Badania terenowe, jakie przeprowadziłam w latach 1952 i 1953 na terenie Zalesia i Stawów pod Bardem (odległych od Zalesia 1 km na zachód i cytowanych przez Czarnockiego jako Bardo-wschód, 5, str. 561), potwierdziły wątpliwości Troedssona. Podobieństwo warstw dalmanitinowych tych profilów z wykształceniem ich w Skanii jest bardzo daleko posunięte.

W obrębie warstw dalmanitinowych Skanii wyróżnił Troedsson początkowo (*36* i *37*) 2 poziomy: dolny z *Dalmanites eucentrus* (obecnie *Dalmanitina olini*) i górny z *Dalmanites mucronatus* (obecnie *Dalmanitina mucronata*). Następnie *(38)* poza wymienionymi dwoma poziomami wyróżnił Troedsson jeszcze trzeci poziom najwyższy z *Dalmanites mucronatus* i *Homalonotus platynotus* (obecnie *Brongniartella platynotus*). Nad warstwami dalmanitinowymi spoczywają w Skanii łupki z *Climacograptus scalaris normalis*, a dopiero parę metrów wyżej został znaleziony *Akidograptus acuminatus*.

W Zalesiu w warstwie 18-ej profilu (zachowując numerację warstw wprowadzoną przez Czarnockiego, *6*), leżącej pod łupkami z *Climacograptus*, poza występującą tu obficie *Dalmanitina mucronata* i innymi trylobitami, znalazłam 2 kranidia określone prowizorycznie jako *Brongniartella* cf. *platynotus*. W warstwie oznaczonej przez Czarnockiego numerem 16, występuje również obficie *Dalmanitina mucronata* (por. pl. IV, fig. 3) i liczne inne trylobity, między innymi *Acanthaloma olini* (Troedsson), znana również z warstwy 18-ej. Skład fauny trylobitów w warstwie 16-ej i 18-ej jest bardzo zbliżony i wydaje się, że nie ma podstaw do traktowania tych warstw jako odrębnych poziomów, szczególnie że *Brongniartella* cf. *platynotus*, występująca w Zalesiu jedynie sporadycznie, nie może być uznana za formę typową dla warstwy 18-ej. Należy również wspomnieć, że *Brongniartella platynotus* w zbiorach Troedssona ze Skanii *(36)* reprezentowana jest, podobnie jak w Zalesiu, jedynie przez nieliczne fragmentaryczne okazy. Pod warstwą 16-ą występuje w Zalesiu seria bardzo silnie zwietrzałych mułowców i margli dolomitycznych, gdzie w pewnych warstewkach można znaleźć niekiedy nieoznaczalne ślady zniszczonych pancerzy trylobitów. Pewne światło na stratygrafię tej części profilu rzuca porównanie go z profilem w Stawach.

W Stawach profil ordowiku, którego warstwy zapadają pod kątem 35° do 87° ku północy, odsłania się w lewym zboczu strumienia płynącego z północy ku południowi. Niższe poziomy ordowiku (piaskowce), ukryte pod grubą powłoką osuwisk zboczowych, są trudne do odsłonięcia. Odsłonięty w czasie prac terenowych w latach 1952 i 1953 profil rozpoczyna się w części południowej warstwą cienkopłytkowych łupków o charakterystycznym ciemnowiśniowym zabarwieniu, w których brak fauny uniemożliwia dokładne oznaczenie ich wieku. Łupki te o bardzo charakterystycznym wyglądzie są identyczne z warstwą oznaczoną przez Czarnockiego *(6)* jako 11-a w profilu zaleskim. W Stawach seria mułowców i margli częściowo dolomitycznych, zawartych między stropem łupków wiśniowych a spągiem łupków z *Climacograptus scalaris normalis* i *Climacograptus scalaris miserabilis*, ma miąższość 7 m. W serii tej można wyróżnić szereg warstewek z mniej lub bardziej rozłożonymi śladami fauny, przeważnie nieoznaczalnymi, zachowanymi jednakże lepiej niż ślady fauny w warstwach 12-15 w Zalesiu. Tak więc w warstewce leżącej 80 cm ponad kontaktem z łupkami wiśniowymi występuje trylobit oznaczony przeze mnie prowizorycznie jako *Dalmanitina* cf. *olini* Temple (por. pl. IV, fig. 6-8). W następnych warstewkach fauna jest prawie nieoznaczalna. Z warstwy leżącej 4,5 metra ponad poprzednią pochodzi znów kilka okazów trylobita tego samego gatunku, razem z którym jednak występuje również *Dalmanitina mucronata.* Wreszcie około 70 cm powyżej tej warstewki występuje warstwa jasnych żółtych mułowców z licznymi i dobrze zachowanymi okazami *Dalmanitina mucronata* (pl. IV, fig. 4-5). *Dalmanitina olini* w tej warstewce nie została znaleziona.

Przeprowadzenie ścisłej korelacji między profilami Zalesia i Stawów napotyka na pewne trudności. Wydaje się jednak prawdopodobne, że warstwy z *Dalmanitina* cf. *olini* w Stawach stanowią odpowiednik mułowców i margli dolomitycznych z nieoznaczalną fauną, obejmujących warstwy 11-15 profilu w Zalesiu. Brak natomiast w Stawach pełnych odpowiedników warstw 16 i 18 Zalesia. O ile bowiem w warstwach 16 i 18 Zalesia poza *Dalmanitina mucronata* występują obficie liczne inne trylobity, będące niekiedy nowymi formami, o tyle w Stawach w warstwie najwyższej z *Dalmanitina mucronata* brak przedstawicieli innych gatunków trylobitów. Wydaje się, że różnice między obu profilami są wynikiem nie tylko różnego stanu zachowania fauny w poszczególnych warstwach, lecz mogły być spowodowane zjawiskami tektonicznymi. Przemawiałaby za tym obecność, zarówno w profilach Zalesia jak i Stawów, między łupkami wkładek tłustego jasnego iłu (do 10 cm grubości) zawierającego niekiedy szczątki pokruszonych łupków, jak również różnice w biegu i upadzie warstw między obu profilami. Tak na przykład warstwy z *Dalmanitina mucronata* leżące w kontakcie z łupkami z *Climaco-*

*graptus scalaris normalis* mają bieg 105° i upad 80-87° ku NNE (stoją więc prawie pionowo), gdy tymczasem warstwa 18-a profilu w Zalesiu, kontaktująca z łupkami z *Climacograptus*, ma bieg 90° i upad 35° ku N. Jest więc prawdopodobne, że znaczne partie profilu zaleskiego — odpowiedniki warstw 16-18 z bogatą fauną — są w Stawach przynajmniej częściowo tektonicznie wyciśnięte.

## KORELACJA UTWORÓW GÓRNEGO ORDOWIKU W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH, W. BRYTANII, SZWECJI I CZECHACH

W W. Brytanii Marr *(21-24)* wyróżnił w aszgilu w facji muszlowej (shelly fauna) dwa poziomy: dolny z *Phillipsinella parabola* i górny z *Phacops mucronatus (Dalmanitina mucronata)*. Warstwy z *Phillipsinella parabola* spoczywają według Marra *(23)* w Cautley District (Yorkshire) na tzw. warstwach kalimenowych *(Calymene* beds), zaliczanych przez tego autora do karadoku. King i Williams *(18)* na podstawie prac Lamonta *(20)*, Shirley'a *(31)*, Whittingtona *(41)* i własnych obserwacji udowadniają, że warstwy oznaczone przez Marra jako „*Calymene beds*" należy zaliczyć do aszgilu. W tym ujęciu aszgil jest trójdzielny, reprezentowany przez: warstwy dolne — z *Diacalymene marginata*, środkowe — z *Phillipsinella parabola* i górne — z *Dalmanitina mucronata*.

Pojęcie aszgilu zostało wprowadzone w W. Brytanii dla facji muszlowej. Nie jest dotychczas ustalone przez autorów angielskich, gdzie należy przeprowadzić granice między karadokiem i aszgilem w facji graptolitowej. Tak np. Jones *(14)* używa terminu „Upper Bala" jako synonimu aszgilu stwierdzając (l. c. str. 10):

„In the Lake district and at Cautley the lower beds of the Upper Bala contain *Dicellograptus anceps* only, whereas the Upper Harefell shales of Scotland include two zones, *Dicellograptus anceps* above and *Dicellograptus complanatus* below.".

Elles (*9*, str. 487) stwierdza, że dwa poziomy wyróżnione przez Marra odpowiadają poziomowi graptolitowemu z *Dicellograptus anceps;* poziom z *Dicellograptus complanatus* ma, zdaniem tej autorki, charakter jedynie lokalny i w zestawieniu stratygraficznym w tej samej pracy nie jest przez nią uwzględniany. Whittington (*42*, str. 259) traktuje aszgil jako odpowiednik dwóch poziomów graptolitowych: z *Dicellograptus complanatus* i *Dicellograptus anceps*. Należy jednakże zaznaczyć, że w Szkocji (w Girvan) *Dicellograptus complanatus* występuje w utworach tzw. „Whitehouse Group" (Reed, *27*), należących do karadoku. W jasnych mułowcach Brzezinek i Wólki nie występuje *Diacalymene marginata* Shirley, ani też inni przedstawiciele rodziny Calymenidae. Z tych wszystkich powodów przeprowadzenie dokładnej korelacji między utworami górnego ordowiku Gór Świętokrzyskich i W. Brytanii napotyka na znaczne trudności, można je-

dynie stwierdzić, że górny ordowik w Górach Świętokrzyskich reprezentowany jest przez nieco odmienny zespół fauny trylobitów niż aszgil W. Brytanii.

Zespół górno-ordowickich trylobitów Gór Świętokrzyskich, występujących w utworach jasnych mułowców Brzezinek, wykazuje natomiast daleko posunięte podobieństwo do fauny górnego ordowiku Szwecji (w szczególności Skanii) oraz Czech i jest do pewnego stopnia przejściowym pomiędzy fauną tych dwóch prowincji. Dolne warstwy jasnych mułowców Brzezinek można uznać za odpowiednik czerwonych mułowców tretaspisowych („Red *Tretaspis* mudstones"), środkowe — za odpowiednik warstw staurocefalusowych („*Staurocephalus* beds") Skanii i Vestergötlandii. Z około 60 gatunków trylobitów, występujących w warstwach środkowych jasnych mułowców Brzezinek, 24 zostało opisanych przez Olina *(26)* z warstw staurocefalusowych Skanii.

W Czechach z warstw górnego ordowiku, reprezentowanego tam przez tak zwane warstwy z Kràlův Dvůr (Bouček, *2*), pochodzi bogata fauna trylobitowa, wśród której typowe gatunki: *Tretaspis granulata bucklandi* (Barr.), *Lonchodomas portlocki* (Barr.), *Phillipsinella parabola* (Barr.), *Amphitryon radians* (Barr.), *Carmon mutilus* (Barr.), *Trinodus tardus* (Hawle & Corda) i liczne inne reprezentowane są również w warstwach Wólki i Brzezinek. Ogółem wspólnych jest około 20 gatunków trylobitów dla warstw z Kràlův Dvůr i warstw jasnych mułowców w Górach Świętokrzyskich. Kodym *(19)* wyróżnił w roku 1919 w warstwach z Kràlův Dvůr dwa poziomy — niższy z *Calymene declinata* i wyższy z *Dicellograptus anceps*. Chlupač *(4)* wyróżnia w profilu aszgilu w Velké Chuchle trzy poziomy, podział ten ma jednakże lokalny jedynie charakter. Dokładniejszego rozpoziomowania aszgilu czeskiego, które by obejmowało wszystkie punkty występowania warstw z Kràlův Dvůr, dotychczas nie ma. Ogółem można uznać warstwy dolne i środkowe profilu Brzezinek za odpowiednik warstw z Kràlův Dvůr Czech.

Korelacja warstw górnych profilu w Brzezinkach w związku z brakiem fauny w tych warstwach nie może być przeprowadzona.

W Brzezinkach między warstwami ordowiku i syluru istnieje luka pochodzenia przynajmniej częściowo tektonicznego. Luka ta obejmuje najwyższy ordowik, strop poziomu z *Dicellograptus anceps* oraz cały poziom z *Akidograptus acuminatus* włączając warstwy dalmanitinowe.

W Wólce silnie zdyslokowane żółte mułowce są tego samego wieku co jasne mułowce w Brzezinkach, lecz nie są tu tak pełnie wykształcone. Z Wólki pochodzi jeden okaz (negatyw) *Tretaspis seticornis*, z warstw gdzie występuje również *Tretaspis granulata bucklandi*. Fakt ten nie wnosi wiele nowego do stratygrafii tych utworów, chociaż może wskazywać, że część warstw w Wólce odnosi się raczej do poziomu z *Dicello-*

*graptus complanatus*. Wniosek ten znajduje potwierdzenie w faunie graptolitowej (por. wyżej s. 258), która wskazuje, że część jasnych mułowców w Wólce reprezentuje pogranicze poziomów z *Pleurograptus linearis* i *Dicellograptus complanatus*. Jednocześnie jednak obecność w Wólce trylobita *Staurocephalus clavifrons* i wielu innych wskazuje na występowanie tu również mułowców, odpowiadających środkowym warstwom profilu w Brzezinkach. Wskutek zaburzenia całej serii mułowców w Wólce trudno jest ustalić wzajemny stosunek poszczególnych warstw zawierających różne skamieniałości.

W Skanii nad warstwami staurocefalusowymi występuje tzw. łupek brachiopodowy lub warstwy dalmanitinowe, rozpoziomowane przez Troedssona początkowo na dwa (*36* i *37*), następnie na trzy poziomy (*38* i *39*). Warstwy te były zrazu zaliczone przez Moberga (*25*) i Troedssona (*36*, *37*) do ordowiku, jednakże następnie Troedsson zmienił pogląd na to zagadnienie (*38*, *39*), stwierdzając, że warstwy dalmanitinowe tworzą w Szwecji podstawowy osad transgresji sylurskiej, rozpoczynający się w wielu miejscach w Szwecji dobrze wykształconym zlepieńcem podstawowym i ściśle związany ze spoczywającymi nad nim warstwami rastritesowymi.

Rozpatrując krytycznie wyżej przedstawiony pogląd Troedssona należy wspomnieć, że w innych punktach występowania warstw dalmanitinowych w Szwecji (Vestergötland i Vesterbotten) istnieją dwie przerwy w sedymentacji i związane z nimi dwa poziomy zlepieńców, jeden powyżej, drugi poniżej warstw dalmanitinowych (*15*, str. 121).

Warstwy dalmanitinowe w Vestergötland były zaliczone również przez Waerna *(40)* do syluru. Pogląd dotyczący sylurskiego wieku warstw dalmanitinowych w Szwecji został podważony przez Jonesa, który (*14*, str. 200) stwierdza:

„...in comparison with the British sections the Ordovician-Silurian boundary should be drawn between *Rastrites* beds and *Dalmanitina* beds".

Podobnie Henningsmoen *(11)* przeprowadzając korelację górnego ordowiku Szwecji i Norwegii koreluje warstwy dalmanitinowe z warstwami 5a i 5b Norwegii zaliczając te ostatnie na podstawie fauny ostrakodowej do górnego ordowiku.

Pogląd ten został ostatnio silnie poparty przez Jaanussona (*12*), który uważa, że istnieją dwie wskazówki przemawiające za ordowickim wiekiem warstw dalmanitinowych: 1⁰ *Dalmanitina olini* występująca w dolnej części warstw dalmanitinowych Skanii, w W. Brytanii (Temple, *33*) występuje jedynie w warstwach niewątpliwego aszgilu. 2⁰ Nad warstwami dalmanitinowymi w Vestergötland występuje fauna graptolitowa charakterystyczna dla poziomu z *Glyptograptus persculptus*, stanowiącego

najniższy poziom landowery W. Brytanii, chociaż *Glyptograptus persculptus* w Szwecji nie został, jak dotychczas, znaleziony. Zdaniem Jaanussona (*12*):

„Für eine genaue Korrelation des oberen Teiles der *Dalmanitina*-Schichten fehlen gegenwärtig noch sichere Anhaltspunkte, und diese Frage kann erst nach einer Bearbeitung der Fauna dieser Schichten endgültig entschieden werden. Da aber die faunistischen Unterschiede zwischen den Schichten mit *Dalmanitina olini* und dem oberen Teil der *Dalmanitina*-Schichten nach den bisherigen Angaben gering sind, dürfte es am wahrscheinlichsten sein, dass die gesamten *Dalmanitina*-Schichten in Schweden zum Ashgill gehören und daher als oberstes Ordovizium betrachtet werden müssen".

Porównanie stratygrafii profilów Zalesia i Stawów w Górach Świętokrzyskich z wykształceniem warstw dalmanitinowych Skanii pozwala na wyciągnięcie wniosku, że w profilach tych mamy pełną serię warstw dalmanitinowych, o wykształceniu wykazującym bardzo daleko posuniętą zbieżność z wykształceniem warstw dalmanitinowych Szwecji. W stosunku do podziału warstw dalmanitinowych, przeprowadzonego przez Troedssona w Skanii (*36* i *38*), można wysunąć następujące zastrzeżenia: 1⁰ *Brongniartella platynotus*, występująca w warstwach dalmanitinowych Skanii i Gór Świętokrzyskich jedynie sporadycznie, nie może być uznana za formę przewodnią dla najwyższego poziomu warstw dalmanitinowych, tym bardziej, że skład fauny trylobitów w „poziomie" z *Brongniartella* nie wykazuje wielkich różnic w stosunku do warstw niższych, określonych przez Troedssona jako poziom z *Dalmanitina mucronata.* 2⁰ *Dalmanitina mucronata* występuje w Skanii obficie już w warstwach staurocefalusowych, określanie jej więc jako formy przewodniej tylko dla górnej części warstw dalmanitinowych wydaje się niezupełnie właściwe. Należy również podnieść, że ostatnio w Szwecji Thorslund (*35*) nie przyjmuje podziału warstw dalmanitinowych, przeprowadzonego przez Troedssona, lecz traktuje je jako jedną serię. Wydaje się, że po dokładniejszym opracowaniu fauny warstw dalmanitinowych w Polsce i Szwecji będzie można w ich obrębie wyróżnić poszczególne poziomy faunistyczne. Jednakże w obecnym stanie wiadomości o faunie warstw dalmanitinowych Polski i Szwecji nie ma jeszcze dostatecznych podstaw do ich rozpoziomowania.

Podobieństwo w wykształceniu warstw dalmanitinowych Polski i Szwecji dotyczy także łupków graptolitowych kontaktujących z warstwami dalmanitinowymi, gdyż w profilu w Stawach w kontakcie występuje, podobnie jak w Skanii, tylko *Climacograptus scalaris normalis* i *Climacograptus scalaris miserabilis*, a dopiero o 4 metry wyżej pojawia się *Akidograptus acuminatus.*

Ponieważ *Climacograptus scalaris normalis* i *Climacograptus scalaris miserabilis* nie występują w Szwecji w poziomach wyższych niż poziom z *Glyptograptus persculptus* (Waern, *40*), wydaje się więc, że można uznać łupki graptolitowe w Górach Świętokrzyskich, leżące w stropie warstw dalmanitinowych i zawierające te dwa gatunki graptolitów, za odpowiednik poziomu z *Glyptograptus persculptus* W. Brytanii.

Powyższe dane pozwalają na wyciągnięcie wniosku, że profil w Zalesiu nie reprezentuje, jak przyjmowano dotychczas (Czarnocki, *6*), wszystkich poziomów ordowiku. Występują tu warstwy dolnego ordowiku (tremadok i częściowo arenig), na których spoczywają warstwy dalmanitinowe. Luka obejmuje tu co najmniej landeilo, karadok i aszgil. Stwierdzenie tej luki w terenie było trudne ze względu na brak dyskordancji kątowej między obu seriami. Z powodu braku fauny w warstwach 7-15 profilu zaleskiego nie jest do dziś jasne, gdzie należy przeprowadzić granicę między dolnym ordowikiem a warstwami dalmanitinowymi. Porównanie profilu Zalesia z profilem w Stawach dostarcza, jak sądzę, dowodów, że mułowce i margle dolomityczne, tworzące warstwy 12-15 w Zalesiu należą do warstw dalmanitinowych.

W Czechach nad warstwami w Králův Dvůr występują kwarcyty z Kosov pozbawione skamieniałości. Wiek tych kwarcytów był przez geologów czeskich wielokrotnie dyskutowany. Bouček *(2)* zaliczył je do syluru. W tym samym czasie Kettner *(16)* podkreśla, że luka stratygraficzna między ordowikiem i sylurem obejmuje w Czechach poziomy z *Akidograptus acuminatus* i *Orthograptus vesiculosus*. Röhlich i Chlupač (*29*, str. 31) zaliczają kwarcyty z Kosov do górnego ordowiku. Zwolennikiem tego samego poglądu jest ostatnio Bouček (*3*, str. 473), którego nowe badania rzuciły inne światło na stratygrafię dolnego syluru w Czechach. Bouček komunikuje o znalezieniu w Czechach nie tylko poziomu z *Orthograptus vesiculosus* i z *Akidograptus acuminatus*, lecz w jego spągu — jeszcze starszego poziomu sylurskiego z *Akidograptus ascensus*. Warstwy te spoczywają bądź na warstwach z Kosov, bądź też (l. c. str. 473)

„...on a band 1-2 m thick, of green tuffits or tuffitic shales. Its basal layers belong sometimes to lower, sometimes to somewhat higher zones of the basal Silurian; this proves that in the Barrandian the sedimentation of the Ordovician was interrupted for a short time probably under the influence of tectonic movements during the Taconian phase of the Caledonian orogeny, und the Silurian submersion did not take place all at once, but advanced gradually from the east and south to the north and west.“.

Można więc sądzić, że pod koniec ordowiku na terenie Skanii, Czech i Gór Świętokrzyskich zaszło spłycenie morza. Spłycenie to w Czechach (Bouček, *3*) i Skanii (Troedsson, *39*) doprowadziło do wynurzenia. Nie mamy dowodów, czy podobne wynurzenie nastąpiło i w Górach Świętokrzy-

## Tablica korelacyjna utworów górnego ordowiku Szwecji, Polski i Czech

| | Poziomy graptolitowe w Wielkiej Brytanii | Szwecja | | Polska | | Czechy |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Skania | Vestergötland | Brzezinki | Zalesie | |
| LANDOWERY | Poziom z *Orthograptus vesiculosus* | *Orthograptus vesiculosus* | *Orthograptus vesiculosus* | *Orthograptus vesiculosus* | *Orthograptus vesiculosus* | *Orthograptus vesiculosus* |
| LANDOWERY | Poziom z *Akidograptus acuminatus* | *Akidograptus acuminatus* | *Akidograptus acuminatus* | Hiatus (pochodzenia częściowo tektonicznego) | *Akidograptus acuminatus* | *Akidograptus acuminatus* |
| LANDOWERY | Poziom z *Glyptograptus persculptus* | *Climacograptus scalaris normalis* | *Climacograptus scalaris normalis* | | *Climacograptus scalaris normalis* | *Akidograptus ascensus* |
| ? | Facje muszlowe | Warstwy dalmanitinowe | Hiatus<br>Warstwy dalmanitinowe | | Warstwy dalmanitinowe | Hiatus |
| GÓRNY ORDOWIK | Poziom z *Dicellograptus anceps* | Hiatus<br>Warstwy staurocefalusowe | Hiatus<br>Warstwy staurocefalusowe | Jasne mułowce:<br>Warstwy górne — bez fauny<br>Warstwy środkowe z ***Tretaspis granulata*** *bucklandi, Staurocephalus clavifrons, Phillipsinella parabola, Lonchodomas portlocki, Trinodus tardus* i licznymi innymi | Hiatus (do dolnego ordowiku) | Warstwy z Kosov |
| GÓRNY ORDOWIK | Poziom z *Dicellograptus complanatus* | Mułowce z „*Niobe*" *lata* i *Dicellograptus complanatus* | Czerwone mułowce tretaspisowe | Jasne mułowce:<br>Warstwy dolne z *Tretaspis granulata bucklandi, Dindymene ornata, Pseudosphaeroxochus laticeps*, oraz *Orthograptus truncatus* i *Plegmatograptus nebula* | | Warstwy z Krâlův Dvůr |
| GÓRNY ORDOWIK | Poziom z *Pleurograptus linearis* | Czarne łupki graptolitowe z *Pleurograptus linearis* i *Climacograptus styloideus* | Zielone mułowce tretaspisowe<br>Czarne mułowce tretaspisowe<br>Wapień ze Slandrom | Czarne łupki graptolitowe z *Climacograptus styloideus* | | Warstwy z Bohdalec |

kich. W żadnym z punktów występowania warstw dalmanitinowych w Górach Świętokrzyskich nie stwierdzono w ich spągu zlepieńca podstawowego czy innych dowodów transgresji.

Przedstawione powyżej fakty pozwalają na zestawienie tablicy korelacyjnej (tabl. I) górnego ordowiku Szwecji, Czech i Gór Świętokrzyskich. Punktem spornym przy zestawieniu tej tablicy jest wiek warstw dalmanitinowych. Warstwy dalmanitinowe w Szwecji zaliczane są ostatnio do rdowiku (Jaanusson, *12*). W Górach Świętokrzyskich zespół trylobitów występujący w warstwach dalmanitinowych jest zupełnie inny niż w jasnych mułowcach górno-ordowickich Brzezinek czy Wólki. Z około 60 gatunków trylobitów, określonych z mułowców górno-ordowickich Brzezinek, tylko dwa zostały znalezione w warstwach dalmanitinowych, przy zym nie są to gatunki charakterystyczne dla tych warstw, lecz występują am sporadycznie. Są to *Phillipsinella parabola*, reprezentowana w kolekcji z warstw dalmanitinowych przez dwa okazy, oraz jeden gatunek nowy) z rodzaju *Whittingtonia* Prantl & Přibyl, reprezentowany w warstwach dalmanitinowych przez odrębny zresztą podgatunek. Brak w warstwach dalmanitinowych, przewodnich dla ordowiku, przedstawicieli rodzaju *Tretaspis*, reprezentowanego w mułowcach Brzezinek i Wólki przez tysiące okazów, brak przedstawicieli rodzajów *Cyclopyge*, *Dindymene* i *Trinodus*, charakterystycznych dla górnego ordowiku. Odmienny skład fauny trylobitów w warstwach dalmanitinowych i mułowcach Brzezinek jest prawdopodobnie spowodowany w znacznym stopniu różnicami w głębokościach basenów morskich: mułowce z Brzezinek tworzą osady znacznie głębszego morza niż warstwy dalmanitinowe. W obecnym stanie wiedzy o faunie warstw dalmanitinowych wydaje się jednakże, że słuszniej jest potraktować ich przynależność stratygraficzną jako zagadnienie otwarte. Dopiero dokładne opracowanie fauny warstw dalmanitinowych we wszystkich punktach ich występowania mogłoby rozstrzygnąć, czy warstwy te winny być zaliczone do ordowiku czy do syluru.

Stubblefield (*32*, str. 64) stwierdza, że w Lake District w Anglii, w północnej i środkowej Walii oraz w Irlandii *Dalmanitina mucronata* została identyfikowana w zespole fauny górno-ordowickiej, w warstwach zaliczanych do najwyższego aszgilu, — w południowej Walii (Haverfordwest) natomiast (Reed, *28*, str. 537) i w Skandynawii (Troedsson, *39*) gatunek ten występuje w sylurskim zespole fauny. Stubblefield stwierdza (l. c. str. 64):

„If this specific and stratigraphic identifications are correct, one might visualize a migration southwards and eastwards from North Wales and Lake District at the close of Ashgillian time".

Temple *(33)* uważa, że *Dalmanitina socialis* (Barrande), występująca w Czechach w warstwach starszych niż odpowiedniki warstw staurocefa-

lusowych, może być uznana za przypuszczalnego przodka *Dalmanitina mucronata*. Stwierdza on (l. c. str. 28):

„As the latter (*D. mucronata*) has been recorded from Poland in beds which are probably of the same age as the Brachiopod beds of Sweden, it is possible to envisage a migration of the *D. mucronata* stock from Bohemia through Poland to Sweden and Northern England".

Dowody faunistyczne z Gór Świętokrzyskich wydają się nie potwierdzać wniosku Temple'a. *Dalmanitina mucronata* występuje w Szwecji i W. Brytanii już w warstwach staurocefalusowych, gdy tymczasem brak jej w warstwach tego samego wieku w Polsce, gdzie pojawia się ona dopiero w górnej części warstw dalmanitinowych. Bardziej prawdopodobnym wydaje się być wniosek zbliżony do wniosku Stubblefielda, stwierdzający możliwość migracji tego gatunku ku wschodowi i ku południowi ze Szwecji i W. Brytanii do Polski pod koniec ordowiku. Tak więc pochodzenie *Dalmanitina mucronata* zostaje nadal zagadnieniem otwartym.

WNIOSKI

1° Po północnej stronie pasma Łysogór w Górach Świętokrzyskich występuje górny ordowik, wykształcony jako czarne łupki graptolitowe poziomu z *Pleurograptus linearis* (oraz prawdopodobnie także częściowo poziomu z *Dicranograptus clingani*), przechodzące ku górze stopniowo w jasne mułowce z trylobitami. Mułowce te reprezentują odpowiedniki poziomów z *Dicellograptus complanatus* i *Dicellograptus anceps;* najlepiej zostały one zbadane w profilu w Brzezinkach, gdzie miąższość ich wynosi 80 m.

2° Fauna mułowców z Brzezinek, reprezentowana przez około 60 gatunków trylobitów, wykazuje daleko posunięte podobieństwo do fauny czerwonych mułowców tretaspisowych i warstw staurocefalusowych Szwecji (w szczególności Skanii) i do fauny warstw z Kràlův Dvůr Czech.

3° Między ordowikiem i sylurem (profil w Brzezinkach) istnieje przerwa pochodzenia przynajmniej częściowo tektonicznego, obejmująca strop poziomu z *Dicellograptus anceps* i cały poziom *Akidograptus acuminatus* włączając warstwy dalmanitinowe.

4° Profil w Zalesiu nie reprezentuje wszystkich poziomów ordowiku jak sądzono dotychczas (Czarnocki, 6), lecz tylko dolny ordowik (tremadok i częściowo arenig) — wykształcony jako piaskowce, na których spoczywają warstwy dalmanitinowe. Luka obejmuje tu co najmniej landeilo karadok i aszgil.

5° Skład fauny trylobitów w warstwach dalmanitinowych w Górach Świętokrzyskich jest zupełnie odmienny od fauny trylobitów jasnych mułowców górno-ordowickich z Brzezinek.

6° Warstwy dalmanitinowe w okolicach Łagowa w Górach Święto-
rzyskich (profile Zalesie i Stawy) wykształcone są w formie bardzo zbli-
onej do wykształcenia warstw dalmanitinowych w Skanii. Nad warstwa-
ni dalmanitinowymi spoczywają zgodnie łupki graptolitowe z *Climaco-*
*raptus scalaris normalis*, stanowiące odpowiednik poziomu z *Glyptograp-*
*us persculptus*, wyżej zaś — łupki z *Akidograptus acuminatus*.

7° Warstwy dalmanitinowe w Górach Świętokrzyskich są to utwory
ardziej płytkowodne niż mułowce górno-ordowickie z Brzezinek. Pod
oniec ordowiku na terenie Gór Świętokrzyskich zaszło spłycenie morza.
Iie ma dowodów, czy spłycenie to doprowadziło do wynurzenia; w żad-
ym z punktów występowania warstw dalmanitinowych w Górach Świę-
okrzyskich nie stwierdzono w ich spągu zlepieńca podstawowego czy
nnych dowodów transgresji.

8° Wiek warstw dalmanitinowych jest zagadnieniem dotychczas
twartym. W Szwecji warstwy dalmanitinowe zaliczane są ostatnio (Jaa-
usson, *12*) do ordowiku. Zagadnienie może być rozstrzygnięte po opra-
owaniu fauny warstw dalmanitinowych we wszystkich punktach ich
ystępowania.

*akład Paleozoologii PAN*
*Varszawa, marzec 1956 r.*

## LITERATURA CYTOWANA


1. BANCROFT B. B. On the unconformity at the base of the Ashgillian in the Bala District. — Geol. Mag. v. 65. London 1928.
2. BOUČEK BD. Stratigraphie et parallélisme de l'Ordovicien supérieur de la Bohême. — Bull. Soc. Géol. France, 5 sér. v. 7. Paris 1937.
3. BOUČEK BD. Biostratigrafie, vyvoj a korrelace želkovických a metolských vrstev českého siluru (Biostratigraphy, development and correlation of the Želkovice and Metol beds of the Silurian of Bohemia). — Sborn. Ústř. Ust. Geol. v. 20. Praha 1953.
4. CHLUPAČ I. Profil Králodvorskými břydlycemi (Ashgillian) u Velké Chuchle. — Vest. Kral. Česk. Spol. Nauk. roč. 1950, č. 1. Praha 1951.
5. CZARNOCKI J. Spostrzeżenia w zakresie tektoniki okolic Słupi Nowej (Observations sur la tectonique des environs de Słupia Nowa). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séan. Serv. Géol. Pol.) nr 21. Warszawa 1928.
6. CZARNOCKI J. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich (Le profil de l'Ordovicien inférieur et supérieur à Zalesie près Łagów, comparé à celui des autres régions de la partie centrale du Massif de S-te Croix). — Spraw. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) t. 4, z. 3. Warszawa 1928.
7. CZARNOCKI J. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa (C.-R. des recherches géologiques effectuées en 1928 dans les environs de Kajetanów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 24. Warszawa 1929.

8. CZARNOCKI J. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górac Świętokrzyskich w 1938 roku. Nieznane poziomy ordowiku górnego na obszarze Łysogórskim (Field work in the Święty Krzyż Mts. in 1938). — Bull. P. I. G (Bull. Inst. Géol. Pol.) nr 15. Warszawa 1939.
9. ELLES G. L. The classification of the Ordovician rocks. — Geol. Mag. v. 7 London 1937.
10. ELLES G. L. & WOOD E. M. R. A monograph of British Graptolites. — Mon Pal. Soc. London 1901-1918.
11. HENNINGSMOEN G. Upper Ordovician Ostracods from the Oslo Region, Norway. — Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 33, No. 1-2. Oslo 1954.
12. JAANUSSON V. Untersuchungen über den Oberordovizischen Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. 36, part. 4. Upsal 1956 (w druku).
13. JAANUSSON V. & STRACHAN I. Correlation of the Scandinavian Middl Ordovician with the graptolite succession. — Geol. För. Förhandl. Bd. 7 H. 4. Stockholm 1954.
14. JONES O. T. Review of „Deep boring through Ordovician and Silurian strat at Kinnekulle, Vestergötland" by Waern, Thorslund & Henningsmoen, *in:* Geo Mag. v. 86, No. 3, Reviews, p. 197. London 1949.
15. KAUTSKY G. Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nor skandinavischen Kaledoniden. — Sver. Geol. Unders. ser. C, No. 528. Stockholm 1953.
16. KETTNER R. L'évolution tectonique du Barrandien. — Bull. Soc. Géol. Franc 5 ser., v. 7. Paris 1937.
17. KIELAN Z. O nowym trylobicie z rodzaju Ceraurus i znaczeniu kolców głowowych w ontogenezie i filogenezie trylobitów (A new trilobite of the genus Ceraurus and the significance of cephalic spines in the ontogeny and phyloger of trilobites). — Acta Geol. Pol. v. V/2. Warszawa 1955.
18. KING W. B. R. & WILLIAMS A. On the lower part of the Ashgillian series i the north of England. — Geol. Mag. v. 85. London 1948.
19. KODYM O. Prišpevek k poznani vrstev zdickych. — Čas. Nar. Mus. Praha 191
20. LAMONT A. The Drummock Group Girvan; a stratigraphical revision wit description of new fossils from the lower part of the group. — Trans. Geol. Soc Glasgow, v. 19. Glasgow 1935.
21. MARR J. E. Classification of the sedimentary rocks (President's Address). — Quart. J. Geol. Soc. v. 61. London 1905.
22. MARR J. E. On the Ashgillian series. — Geol. Mag. v. 4, No. 2. London 1907.
23. MARR J. E. The Lower Palaeozoic rocks of the Cautley district (Yorkshire). — Quart. J. Geol. Soc. v. 69. London 1913.
24. MARR J. E. On the Ashgillian succession in the tract to the west of Conisto Lake. — Ibidem v. 71. 1916.
25. MOBERG J. C. Historical-stratigraphical review of the Silurian of Sweden. — Sver. Geol. Und. Ser. C. No. 229. Stockholm 1911.
26. OLIN E. Om de Chasmopskalken och Trinucleuskiffern motsvarande bildningarne i Skåne. — Medd. Lunds Geol. Fältkl. No. 1. Lund 1906.
27. REED F. R. C. The Lower Palaeozoic Trilobites of the Girvan district, Ayrshire.— Mon. Pal. Soc. London 1903-1935.
28. REED F. R. C. Sedgwick Museum Notes. The base of the Silurian near Haverfordwest. — Geol. Mag. v. 4. London 1907.

9. RÖHLICH P. & CHLUPAČ I. Svrchní ordovik v býv. Reiserově cihelně u Reporyj (The Upper Ordovician in the Brickyard at Reporyje, Central Bohemia). — Sborn. Ústř. Ust. Geol. sv. 19, odd. geol. Praha 1952.

0. SAMSONOWICZ J. Era paleozoiczna w Polsce. Rozdział IV *w:* Zarys geologii Polski. P. W. N. Warszawa 1953.

1. SHIRLEY J. Some British Trilobites of the Family Calymenidae. — Quart. J. Geol. Soc. v. 42. London 1936.

2. STUBBLEFIELD C. J. Some aspects of the distribution and migration of Trilobites in the British Lower Palaeozoic faunas. — Geol. Mag. v. 76. London 1939.

3. TEMPLE J. T. A revision of the Trilobite Dalmanitina mucronata (Brongniart) and related species. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 48, No. 1. Lund 1952.

4. THORSLUND P. The Chasmops series of the Kullatorp core *in:* Waern, Thorslund and Henningsmoen: Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland. — Bull. Geol. Inst. Upsala, v. 32, No. 13. Upsala 1948.

5. THORSLUND P. „Dalmanitina beds-Jaanusson 1944" and „Ordovician" *in:* Int. Stratigraphical Lexicon, to be prepared in connection with the work of the XXth Int. Geological Congress, Mexico, 1956.

6. TROEDSSON G. T. Om Skånes Brachiopodskiffer. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 15. Lund 1918.

7. TROEDSSON G. T. Bidrag till kännedomen om Vestergötlands Yngsta Ordovicium. — Medd. från Lunds Geol. Fältkl. Ser. C, No. 12. Lund 1921.

8. TROEDSSON G. T. Über die Verbreitung von Dalmanites eucentrus und Dalmanites mucronatus im untersten Gotlandium Schwedens. — Senckenbergiana Bd. 17, No. 3-4. Frankfurt/M. 1935.

9. TROEDSSON G. T. The Ordovician-Silurian boundary in Europe, mainly in the Scandinavian-Baltic region. — Rep. XVI Int. Geol. Congress 1933. Washington 1936.

0. WAERN B. The Silurian strata of the Kullatorp core. *In:* Waern, Thorslund & Henningsmoen: Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland. — Bull. Geol. Inst. Upsala, v. 32, No. 13. Upsala 1948.

1. WHITTINGTON H. B. The geology of the district around Llansantffraid ym Mechain, Montgomeryshire. — Quart. J. Geol. Soc. v. 94. London 1938.

2. WHITTINGTON H. B. Correlation of the Ordovician system of Great Britain with that of North America. — *In:* W. H. Twenhofel, J. Bridge, P. E. Cloud e. a. Correlation of the Ordovician formations of North America. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 65, p. 258–298. 1954.

Pl. I

*Tretaspis granulata bucklandi* (Barrande)

1 — Okaz kompletny, nieco uszkodzony — Wólka, górny ordowik, jasne mułowce × 1
2 — Cefalon — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 2.
3 — Cefalon, odcisk plastelinowy — Wólka, górny ordowik, jasne mułowce × 2

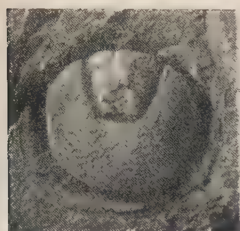
*Trinodus tardus* (Hawle & Corda)

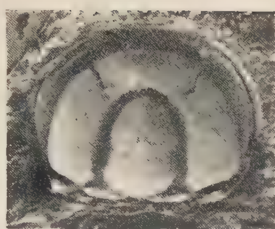
4 — Pygidium — Wólka, górny ordowik, jasne mułowce × 6
5 — Cefalon — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 5
6 — Okaz kompletny — Brzezinki, j. w. × 5

*Carmon mutilus* Barrande

7 — Okaz kompletny — Wólka, górny ordowik, jasne mułowce × 3

Wszystkie okazy, z wyjątkiem fig. 3, pokrywano chlorkiem amonu

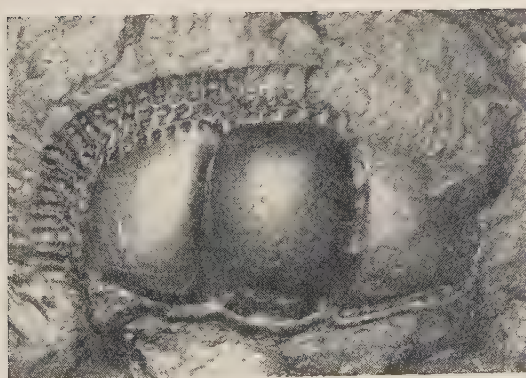

4


5


7

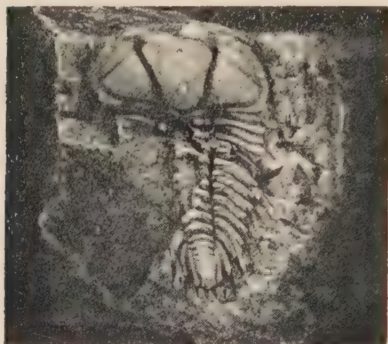

1


2


3

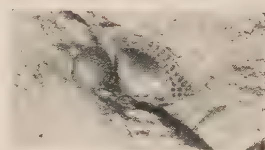

6

*(objaśnienia obok)*


1


2


3


5


4


6

*(objaśnienia obok)*

Pl. II

*Dindymene pulchra* Olin
1 — Okaz kompletny, nieco uszkodzony — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy dolne × 3

*Pterygometopus recurvus* (Olin)
2 — Cefalon i toraks — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 3
3 — Kranidium — Brzezinki, j. w. × 4
4 — Okaz kompletny — Brzezinki, j. w. × 3

*Tretaspis seticornis* (Hisinger)
5 — Fragment cefalonu, odcisk plastelinowy — Wólka, górny ordowik × 2

*Pseudobasilicus nobilis* (Barrande)
6 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 2,5

Wszystkie okazy, z wyjątkiem fig. 5, pokrywano chlorkiem amonu

Pl. III

*Dindymene ornata* Linnarsson

1 — Cefalon — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce (stara kolekcja) × 5

2 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 5.5

*Staurocephalus clavifrons* Angelin

3 — Cefalon — Wólka, górny ordowik, jasne mułowce (stara kolekcja) × 5

4 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 2.[illegible]

*Carmon mutilus* Barrande

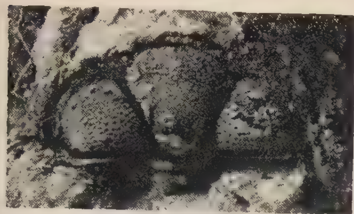
5 — Okaz kompletny, negatyw — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, (stara kolekcja) × 2,7

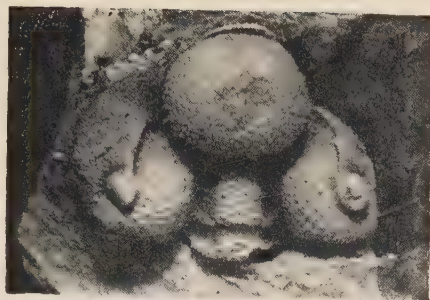
6 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 3

*Lonchodomas portlocki* (Barrande)

7 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 5

Wszystkie okazy pokrywane chlorkiem amonu

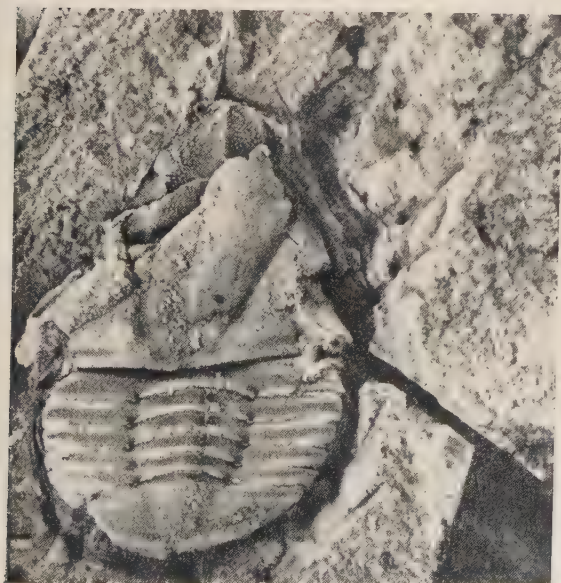

1


3


2

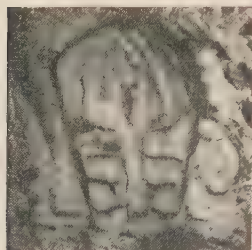

5

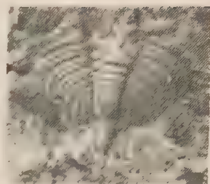

6


7


4

*(objaśnienia obok)*


4


6


1


8


7


3


5


2

*(objaśnienia obok)*

## Pl. IV

*Phillipsinella parabola* (Barrande)

1 — Okaz kompletny i dwa cefalony, negatyw — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce (stara kolekcja) × 3
2 — Okaz kompletny — Brzezinki, górny ordowik, jasne mułowce, warstwy środkowe × 3

*Dalmanitina mucronata* (Brongniart)

3 — Pygidium — Zalesie, warstwy dalmanitinowe (w. 16) × 1,5
4 — Kranidium — Stawy, warstwy dalmanitinowe (w-a w kontakcie z łupkami graptolitowymi) × 2,7
5 — Cefalon — Stawy, j. w.

*Dalmanitina* cf. *olini*, Temple

6 — Pygidium — Stawy, warstwy dalmanitinowe (80 cm nad stropem wiśniowych łupków) × 4,5
7 — Pygidium — Stawy j. w. × 6
8 — Kranidium — Stawy, j. w. × 6

Wszystkie okazy pokrywane chlorkiem amonu

BIGNIEW JANUSZ KOTAŃSKI

# O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach



## WSTĘP

Kajper wierchowy znany jest prawie wyłącznie z serii Kominów 'ylkowych. Zajmuje on określone położenie między wapieniami i dolonitami środkowego triasu a skałami liasu i retyku.

Najbardziej klasycznym miejscem występowania kajpru w Tatrach 'olskich są Czerwone Żlebki pod Ciemniakiem. Profile z tego miejsca pisywane były wiele razy przez różnych autorów, ostatnio przez M. Turau-Morawską *(18)* *. Z tym klasycznym rejonem występowania kajpru wiązany jest kajper z Rzędów pod Ciemniakiem i z Tomaniarskiego 'wardego Upłazu. Prócz tego znany jest kajper z przełęczy w Kulawcu Dolinie Chochołowskiej *(6)*, ze żlebów w pobliżu Przełęczy Bobrowieciej *(14, 20)* oraz z łuski Świerkul *(2)*. Ostatnio A. Michalik opisał nowy rofil kajpru pod Wołoszynem *(8)*. We wszystkich tych odsłonięciach kajer reprezentują łupki czerwone (miejscami zielone) oraz piaskowce i zleieńce kwarcowe, a tylko podrzędnie skały węglanowe (dolomity i waienie).

Prócz tych odsłonięć znany był również od dawna profil kajpru Dolince Smytniej. Profil ten zajmuje szczególne stanowisko, gdyż wartwy kajpru podlegały tutaj niezbyt intensywnym zaburzeniom i jego poycja tektoniczna jest zupełnie jasna. Prócz tego występują tutaj varstwy węglanowe (szczególnie dolomity) o niezwykle dużej miąższoci. To oraz fakt, że dobrze widoczny jest spąg i strop warstw kajpru.

---

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

sprawia, że profil ten daje podstawę do nowych, dość rozległych rozw żań paleogeograficznych oraz pozwala na pewne nowe powiązania str tygraficzne.

## PROFIL KAJPRU W DOLINCE SMYTNIEJ

W górnej części Dolinki Smytniej, dzielącej masyw Kominów Ty kowych na dwie części — pasmo triasowe: Rzędy-Panienki oraz zbud wane z liasu, doggeru i malmu pasmo Mnich-Raptawicka Turnia, znajd ją się na wysokości około 1300 m dobrze odsłonięte utwory kajpru.

Utwory kajpru w Dolince Smytniej znane były V. Uhligowi, któ uważał je za werfen *(19)*.

Z chwilą gdy F. Rabowski udowodnił, że pasmo Rzędy-Panien zbudowane jest ze skał należących do środkowego triasu, a serię zalicz ną później do jednostki Kominów Tylkowych uznał za utwór parautoc toniczny, jasne się stało, że łupki i zlepieńce z Dolinki Smytniej odp wiadają takim samym skałom z Czerwonych Żlebków, które należą c kajpru *(11)*.

W związku z badaniami nad liasem i doggerem wierchowym F. R bowski i L. Horwitz stwierdzili *(16)*, że w górnej części Dolinki Smytn na utworach kajpru leżą bezpośrednio piaskowce liasowe.

Jak wynika z profilów i mapy F. Rabowskiego *(13, 14)*, utwory ka pru w Dolince Smytniej stanowią jedyną dotychczas znaną soczewk między wielkimi wyciśnięciami (lub luką stratygraficzną) w Dolin Chochołowskiej, a warstwami kajpru w Czerwonych Żlebkach i Rz dach. Utwory kajpru w Dolince Smytniej tunelowo kryją się w masyw Kominów Tylkowych i wynurzają się dopiero na przełęczy w Kulawc W grani prowadzącej od Przełęczy Iwaniackiej na szczyt Kominów Ty kowych nie ma ich zupełnie. Jest to wynik nasuwania się odwróconyc warstw triasu środkowego *(4)*, które spowodowały znaczne wygniecen poniżej samego szczytu Kominów Tylkowych, tak że utwory środkoweg triasu leżą tu na utworach kajpru, liasu i malmu. Wygniecenia te przy bierają znaczne rozmiary w Kominach Dudowych i w rejonie szczyt Kominów Tylkowych. Bardziej ku dołowi, w Dolince Smytniej są on nieznaczne i tutaj właśnie można śledzić pełny profil kajpru.

Profil ten ostatnio opisany został przez M. Turnau-Morawską *(18* która wykonała też analizy petrograficzne szeregu warstw. Stosunki ge logiczne i profil przedstawiają się według niej następująco (l. c. s. 75

„Budowa petrograficzna i kolejność ułożenia różnie ukształtowanych warst w profilu pionowym jest analogiczna jak w Czerwonych Żlebkach. Obserwujem tu leżące na środkowo-triasowym wapieniu dolomitycznym: a) łupki ciemnoszar b) łupki czerwone i zielone z wkładkami dolomitów i łupków węglanowych, c) łup

czerwone i zielone z wkładkami piaskowców i zlepieńców wapnistych, d) piaskowce mułowce jasne i czerwone oraz wstęgowane z wkładkami łupków czerwonych zielonych, e) piaskowce kwarcytowe o spoiwie krzemionkowym, średnio- i grubo-ziarniste z wkładkami i soczewkami zlepieńców z otoczakami do 2 cm średnicy.

Retyk jest tu niewidoczny, seria kajpru jest zakryta aluwiami i szatą roślinną, niżej odsłania się lias".

Profil ten jest jednak o wiele pełniejszy, odsłania się bowiem w nim kontakt warstw kajpru z liasowymi oraz nieznana dotychczas potężna seria dolomitów w stropie kajpru.

Profil ten zestawiony przeze mnie w 1953 r. i uzupełniony w latach późniejszych przedstawia się w sposób następujący (fig. 1, str. 276):

Spąg utworów kajpru stanowią ciemnoszare dolomity, żółtawo (brudno) wietrzejące. Powyżej leży seria złożona z naprzemianległych warstw, którymi są:

a) łupki czerwone, zielone i niebieskie,
b) piaskowce i zlepieńce kwarcowe o spoiwie krzemionkowym,
c) wapienie ciemnoniebieskawe z czerwonymi rogowcami,
d) zlepieńce złożone z otoczaków tychże wapieni z rogowcami,
e) szare, żółto wietrzejące dolomity.

Dokładne położenie poszczególnych warstw w profilu widoczne jest na fig. 1. Serię tę cechuje duża zmienność sedymentacyjna. Poszczególne warstwy mogą się wyklinowywać lub zastępować. Miąższość jej wynosi około 30 m.

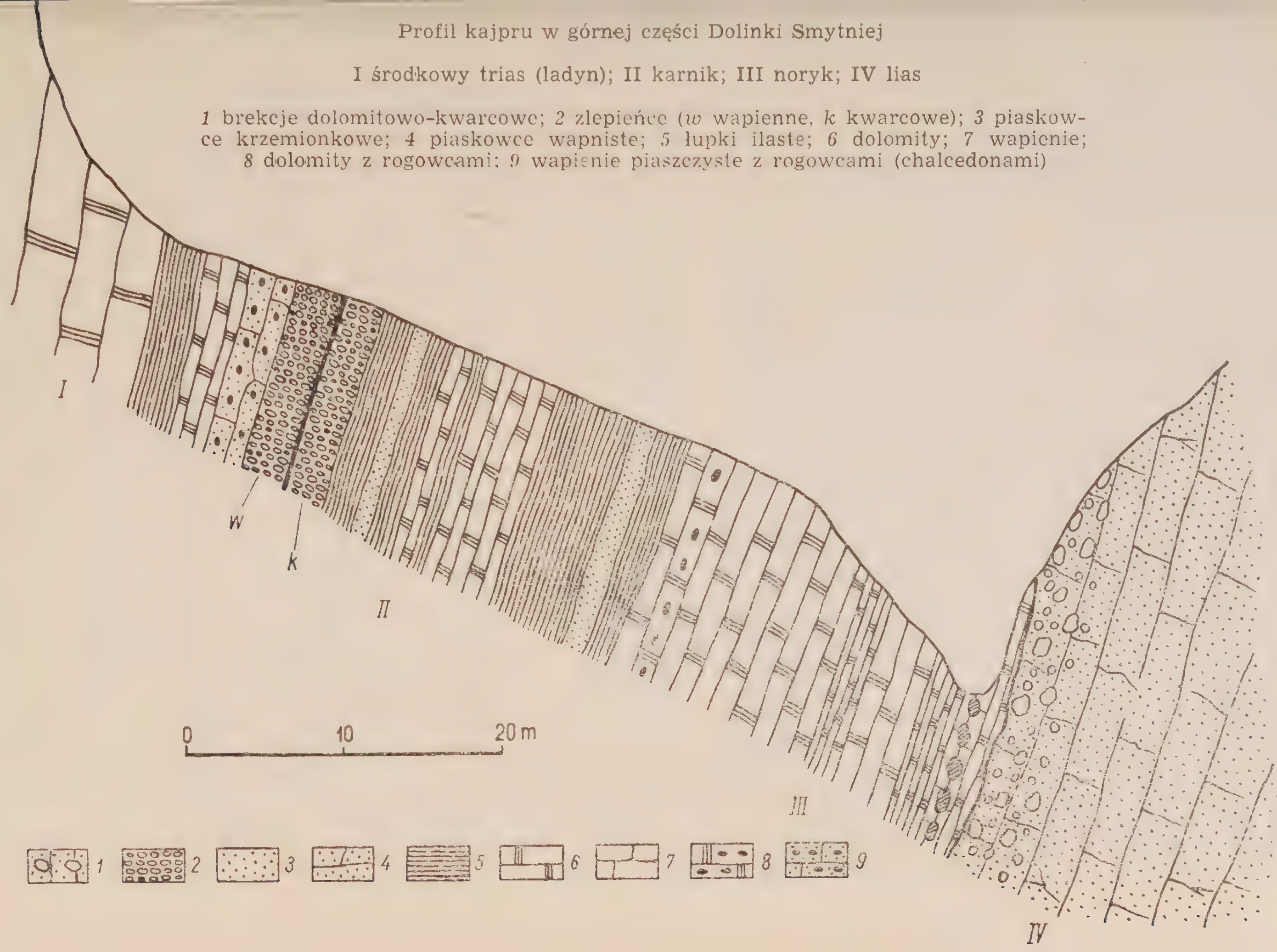
Wyżej leży gruba seria dobrze uławiconych, wybitnie żółto wietrzejących dolomitów. Są one miejscami łupkowate i margliste. W dolnej części są w nich obecne czarne rogowce oraz czarne, pasiaste wapienie krystaliczne. Blisko stropu pojawiają się przewarstwienia czarnych dolomitów łupkowatych oraz ciemnoniebieskich wapieni warstewkowanych. Nad nimi leży warstwa złożona z wielkich bloków pasiastych (warstewkowanych) wapieni i dolomitów, ze spoiwem wapnistym, w którym widoczne są liczne ziarna detrytycznego kwarcu oraz rzadkie przekroje grubo-skorupowych małżów. Nad tą warstwą brekcji znów pojawia się żółto wietrzejący dolomit.

Ostrą, nierówną granicą leżą na tych dolomitach zlepieńce wapniste kwarcowo-dolomitowe (pl. I, fig. 1 i 2). Tkwią w nich duże (do 1,5 m) bloki żółtych dolomitów kajpru (pl. II, fig. 2). Miejscami nagromadzenie dużych okruchów jest tak obfite, że skała staje się brekcją. Ku górze przechodzi ona w normalny zlepieniec, a jeszcze wyżej jest to już piaskowiec wapnisty kwarcowo-dolomitowy. Cała ta seria należy do liasu. W profilu tym w warstwach zaliczonych do kajpru wyróżnić się dadzą dwa zespoły warstw: dolny łupkowo-zlepieńcowo-piaskowcowy, z podrzędnie występującymi warstwami dolomitów i wapieni oraz górny dolomitowy. Miąż-

Profil kajpru w górnej części Dolinki Smytniej

I środkowy trias (ladyn); II karnik; III noryk; IV lias

*1* brekcje dolomitowo-kwarcowe; *2* zlepieńce (*w* wapienne, *k* kwarcowe); *3* piaskowce krzemionkowe; *4* piaskowce wapniste; *5* łupki ilaste; *6* dolomity; *7* wapienie; *8* dolomity z rogowcami; *9* wapienie piaszczyste z rogowcami (chalcedonami)



szość dolomitów z górnej części profilu dochodzi do 20 m. Powyżej linii profilu, na wysokości ok. 1500 m, na dolomitach tych powstają liczne rynienki deszczowe (pl. II, fig. 1). W dolnej części Dolinki Smytniej miąższość dolomitów znacznie wzrasta i w żlebie odchodzącym od Gładkiego Żlebu dochodzi do 120 m. Z dolomitów tych zbudowane jest łagodne zbocze poniżej turni liasowych w Dolince Smytniej, przykryte przeważnie przez piargi i porośnięte młodniakiem. Tym się tłumaczy fakt, że dolomity te uchodziły dotychczas uwadze badaczy. F. Rabowski *(14)* w dolnej części Dolinki Smytniej, na północ od dna dolinki zaznaczył występowanie środkowego triasu. Są to jednak bezwątpienia dolomity kajpru, które można łatwo odróżnić od dolomitów triasu środkowego. Dolomity kajpru w morfologii dają zawsze formy łagodne. Prześledzone one zostały również na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej, na zboczu Gubalca. Tworzą one tam przełęczki między liasowymi turniami, zwisającymi nad Doliną Kościeliską, a triasowymi skałami Gubalca i Żaru. W tych miejscach dolomity zawierają dość liczne, duże (powyżej 3 mm) ziarna kwarcu, co je odróżnia od dolomitów środkowego triasu, w których kwarcu nie ma. Jest bardzo prawdopodobne, że dolomity te ciągną się wzdłuż północnego zbocza Żaru nad wąwozem Kraków, gdyż zostały one stwierdzone w Rzędach pod Ciemniakiem, gdzie wspólnie z łupkami kajpru tworzą trawiaste upłazki.

## POZYCJA STRATYGRAFICZNA KAJPRU WIERCHOWEGO I JEGO PODZIAŁ

W profilu kajpru w Dolince Smytniej widoczna jest bezpośrednia granica serii łupkowej zaliczanej do kajpru (karnik według E. Passendorfera, *10*) ze spągową serią wapienno-dolomitową, zaliczaną do środkowego triasu. Prawdopodobnie nie jest to jednak kontakt sedymentacyjny, gdyż na samej granicy dwóch zespołów warstw są pewne zluźnienia. Sedymentacyjny kontakt triasu środkowego i kajpru śledzić można w górnej części Czerwonych Żlebków, gdzie w seledynowych dolomitach środkowego triasu zjawiają się przewarstwienia łupków czarnych, a w ich stropie (seria odwrócona) są już łupki czerwone i fiołkowe z warstewkami dolomitów seledynowych, zaczynające serię łupków i piaskowców. Kajper w Czerwonych Żlebkach nie może jednak obejmować samego tylko karniku, gdyż łączy się on sedymentacyjnie z warstwami tomanowskimi, należącymi do retyku *(17)*. V. Uhlig, który uważnie poszukiwał przerw w serii łupków triasowych, luk świadczących o wynurzeniu nie znalazł *(19)*. W Czerwonych Żlebkach musi być zatem reprezentowany również i noryk.

Stwierdzenie łączności sedymentacyjnej kajpru w Czerwonych Żlebkach z serią wapienno-dolomitową jest dowodem, że pomiędzy kar-

nikiem a kampilem (retem) musi się tutaj mieścić cały środkowy trias (5). Warstwy leżące ponad kampilem uznane zostały za anizyk (5 i 6). Wobec tego warstwy leżące ponad anizykiem a w spągu kajpru musz być wieku ladyńskiego.

Między ladynem a karnikiem nie było wynurzenia w serii Kominów Tylkowych w rejonie Doliny Kościeliskiej. Świadczy o tym brak śladów jakichkolwiek zjawisk krasowych z okresu wynurzenia lub choćby takich dowodów emersji, jakie są w serii Giewontu i Czerwonych Wierchów pomiędzy doggerem a środkowym triasem (brekcje szczelinowe, żyły osadowe doggeru w wapieniach triasu środkowego, nierówna powierzchnia wapieni triasowych i transgresja różnych pięter doggeru na różnych warstwach środkowego triasu oraz obecność brekcji klifowych, 3).

Istnienie łączności sedymentacyjnej między warstwami dolomitów ladynu i łupków karniku świadczy o tym, że w tym czasie sedymentacja odbywała się jeszcze w morzu, do którego obficie dopływał materiał terygeniczny, pochodzący z niszczenia wynurzonych lądów. Według M. Turnau-Morawskiej kajper reglowy zasilany był materiałem pochodzącym w znacznej części z trzonu krystalicznego Tatr. Śladów tego trzonu w osadach kajpru wierchowego brak *(18)*.

W chwili obecnej nie znamy żadnego profilu, który by pozwalał przypuszczać, że w jakimkolwiek miejscu na obszarze serii wierchowej erozja w kajprze dotarła do trzonu krystalicznego. W najlepszym przypadku można by przyjąć (p. niżej), że sięgała ona do werfenu. Po rozwinięciu fałdu Czerwonych Wierchów i Giewontu zostałby przykryty cały obszar trzonu krystalicznego Tatr. Ponieważ fałdy te mają grube serie środkowego triasu i werfenu, nie można również przyjąć, że na ich obszarze sedymentacyjnym erozja w kajprze dotarła do trzonu krystalicznego. Miejsca takie mogły się wobec tego znajdować jeszcze dalej na południe od Tatr lub też na północ od nich.

Z badań M. Turnau-Morawskiej *(18)* wynika, że środowiskiem sedymentacji łupków kajpru było morze. Czerwona barwa osadu nie świadczy, zdaniem autorki, o środowisku lądowym. Do obserwacji tych dodać można fakt, że łupki czerwone i zielone tworzą często przewarstwienia z dolomitami (np. w dolnej części profilu w Dolince Smytniej). Dolomity te są bardzo podobne do dolomitów środkowego triasu, które tworzyły się w morzu. Dolomity kajpru dolnego tworzyły się w okresach zamierania sedymentacji osadów klastycznych, wtedy gdy główną rolę zaczynała odgrywać sedymentacja chemiczna lub organochemiczna.

O wiele trudniej jest wyjaśnić genezę warstw piaskowców i zlepieńców. Ich skład dowodzi, że pochodzą one z daleka. Werfen tatrzański mógł być tylko jednym ze źródeł materiału kwarcowego. Zlepieńce i pia

skowce mogą być częściowo osadem deltowym, częściowo zaś rzecznym. W każdym razie jest to osad przyniesiony przez rzeki, którego część mogła być osadzona w morzu. Nie ma śladów erozji między warstwami łupków i zlepieńców. Fakt ten zdaje się również przemawiać za ich sedymentacją w morzu. W świetle współczesnej sedymentologii niesposób jest przyjąć, że pojawienie się w profilu grubej ławicy zlepieńców oznacza wynurzenie, warstwa zaś łupkowo-dolomitowa — zalew morza. Rytmikę taką tłumaczyć należy raczej czynnikami klimatycznymi.

Obecność rogowców w wapieniach i dolomitach kajpru (uważanych wtedy za środkowy trias) według E. Passendorfera (*9*, 1955) świadczy o tym, że krzemionka dostarczana była z lądu, na którym odbywało się intensywne wietrzenie chemiczne. Podobna jest również, według tego autora, geneza rogowców (chalcedonów) w triasie reglowym.

Na podstawie przytoczonych powyżej faktów można przyjąć, że w karniku w pewnych miejscach basenu sedymentacyjnego serii Kominów Tylkowych sedymentacja odbywała się w przybrzeżnej strefie morza. Jeśli nawet morze wycofało się zupełnie z tego rejonu, to jednak nie doprowadzało to do długotrwałej erozji.

O ile w Czerwonych Żlebkach daje się zauważyć ciągłość sedymentacji między środkowym triasem a kajprem, to wydaje się, że w innych miejscach serii wierchowej istniały okresy wynurzeń i denudacji. Jak to można obserwować na mapie F. Rabowskiego *(14)*, w Dolinie Starorobociańskiej i Chochołowskiej, na przestrzeni od Przełęczy Iwaniackiej do Przełęczy Bobrowieckiej, jak również dalej na zachód brak jest prawie zupełnie osadów środkowego triasu między werfenem a liasem. Biorąc te właśnie profile pod uwagę V. Uhlig *(19)* doszedł do wniosku, że w serii wierchowej brak jest zupełnie osadów środkowego triasu w facji wapienno-dolomitowej, cały zaś trias reprezentowany jest przez osady łupkowo-piaszczyste.

Z profilu na przełęczy w Kulawcu wynika, że łupki i dolomity, należące do wyższych części kajpru (być może do noryku), leżą bezpośrednio na łupkach z serii „wapieni i dolomitów komórkowych" należących do werfenu *(6)*. Brak osadów środkowego triasu na zachodnim krańcu Tatr, a między innymi i tutaj tłumaczono dotychczas wyciśnięciem. Jest jednak dziwne, że na tak dużej przestrzeni wyciśnięte zostały potężne masy wapieni i dolomitów, a zachowały się miękkie łupki z ich stropu i spągu. Za wyciśnięciem przemawia obecność warstw środkowego triasu na szczycie Kominów Tylkowych i Dudowych, gdzie leżą one wprost na osadach liasu. Nie wydaje się możliwe, by warstwy środkowego triasu nie osadziły się w tym rejonie zupełnie, gdyż nie widać jest zmiany facji w warstwach środkowego triasu masywu Kominów Tylko-

wych sąsiadujących z tym rejonem. Jest jednak bardzo prawdopodobne, że na zachodnim krańcu Tatr osady środkowego triasu zostały zdarte w karniku, a przed transgresją noryku. Erozja karniku dotarłaby więc w tym rejonie do łupków i kwarcytów werfenu, gdy tymczasem w innych miejscach (seria Czerwonych Wierchów i Giewontu) została w tym czasie usunięta jedynie górna część warstw środkowego triasu (p. niżej). Przypuszczenie o istnieniu silnej denudacji w karniku w zachodniej części basenu sedymentacyjnego serii Kominów Tylkowych musi być potwierdzone przez dokładne badania.

W górnej części profilu w Dolince Smytniej leży gruba seria dolomitów. O ile w górnej części Dolinki Smytniej ma ona grubość około 20 m, to w jej dolnej części, przy krzyżu Pola przekracza ona znacznie 100 m. Tak gruba seria dolomitów nie była dotychczas obserwowana w kajprze wierchowym. Jeśli serię łupkowo-zlepieńcową w Dolince Smytniej zaliczy się do karniku, to dolomitom przypisać można wiek norycki. Określenie to nie jest oczywiście stratygraficznie ścisłe. W każdym razie jednak w wielu profilach kajpru wierchowego zauważyć można, że zawsze ponad serią łupkowo-zlepieńcową pojawia się seria dolomitowa.

Z zestawienia profilu z Czerwonych Żlebków, gdzie zarówno w karniku jak i w noryku trwa facja łupkowo-zlepieńcowa, z profilem z Dolinki Smytniej, gdzie do karniku należy seria łupkowo-zlepieńcowa, do noryku zaś — gruba seria dolomitów, wynika, że w basenie sedymentacyjnym serii Kominów Tylkowych było w kajprze bardzo duże zróżnicowanie facjalne.

W karniku (biorąc z grubsza) na obszarze całej serii Kominów Tylkowych osadzały się skały klastyczne lub nastąpiło wynurzenie i odbywała się denudacja. W noryku w pewnych miejscach (Czerwone Żlebki) utrzymały się poprzednie warunki sedymentacji, o typie litoralnym lub rzecznym. Natomiast w rejonie Dolinki Smytniej i Żaru sedymentacja osadów klastycznych ustała prawie zupełnie. W miejscach tych osadzają się dolomity i wapienie, mające co najwyżej przewarstwienia łupków dolomitycznych. Ten fakt oraz obecność ziaren kwarcu detrytycznego w tych dolomitach pozwala (pomijając ich charakterystyczną żółtą barwę) odróżnić je od dolomitów środkowego triasu. W dolomitach tych są poziomy brekcji śródwarstwowych lub może nawet klifowych, co świadczy o chwilowym zakłóceniu warunków sedymentacji. Utrwalenie się typowo morskich warunków sedymentacji w niektórych częściach wierchowego basenu sedymentacyjnego, o czym świadczy m. in. obecność małżów gruboskorupowych, jest analogiczna do tego, co widzimy w wielu profilach z Alp *(1a)*. Obecność grubych warstw dolomitów i wapieni została również zaobserwowana w górnej części kajpru reglowego (wiadomość tę zawdzięczam prof. drowi St. Sokołowskiemu).

Z przytoczonego przeglądu zagadnień paleogeograficznych kajpru wierchowego wynika, że na czoło wysuwa się zagadnienie silnego zróżnicowania facjalnego, okres denudacji w karniku oraz epizod morski w noryku.

## RETYK I STOSUNEK LIASU DO KAJPRU

Strop kajpru wierchowego widoczny jest tylko w niewielu miejscach.

W Czerwonych Żlebkach zlepieńce i łupki kajpru łączą się sedymentacyjnie (jak to zauważył już V. Uhlig, *19*) z piaskowcami kwarcytycznymi z florą oraz łupkami czarnymi i sepiowymi warstw tomanowskich. Wydaje się, że obserwuje się tutaj zmianę sedymentacji morskiej na lądowo-jeziorną.

Na przełęczy w Kulawcu w Dolinie Chochołowskiej, o ile można wnioskować z niedostatecznie odsłoniętego profilu, łupki czerwone i dolomity kajpru (noryku) łączą się sedymentacyjnie z łupkami czarnymi i piaskowcami oraz wapieniami z fauną, leżącymi w spągu liasu. Z faktu, że istnieje ciągłość sedymentacyjna między kajprem a liasem, wynika, że warstwy koralowo-małżowe, co do których przypuszczano, że mogą należeć do retyku *(19)*, mogą istotnie reprezentować to piętro. Ponieważ wapienie koralowo-małżowe odpowiadające retykowi (?) z Doliny Chochołowskiej (znanemu poza przełęczą w Kulawcu również z okolicy Przełęczy Bobrowieckiej, *19* i *20*) znalezione zostały również w górnym wąwozie Kraków, gdzie leżą nad warstwami tomanowskimi, należy przyjąć, że retycki zalew morski był początkiem transgresji liasowej. W okresie gdy w rejonie Czerwonych Żlebków w retyku był ląd (warstwy tomanowskie), w rejonie Doliny Chochołowskiej trwało nieprzerwanie od noryku morze, które do rejonu Czerwonych Żlebków dotarło w najwyższym retyku lub w hetangu *(16)* — zależy to od określenia wieku tych warstw na podstawie zawartej w nich fauny — a w każdym razie już po osadzeniu się warstw tomanowskich.

W Dolince Smytniej warstwy liasu spoczywają abrazyjnie na warstwach noryku. Brak jest tu retyku zarówno w facji tomanowskiej, jak i chochołowskiej. Brak jest również najniższego liasu. U podstawy utworów liasu leżą brekcje i zlepieńce, złożone z wielkich bloków żółtych dolomitów noryku. Prócz tego są w nich liczne, drobne okruchy dolomitów oraz ziarna kwarcu. Spoiwo jest wapniste. Obecność licznych ziaren kwarcu w tych zlepieńcach (przechodzących ku górze w piaskowce kwarcowo-dolomitowe) świadczy o tym, że zanim morze liasowe zalało ląd, dolomity noryckie przykryte zostały przez grubą powłokę piasków i żwirów przeniesionych z daleka przez rzeki. W wyniku abrazji do osadu po-

wstającego u stóp klifu dostawały się, prócz dolomitów noryku, równie i piaski i żwiry leżące na nich, a osadzone najwidoczniej w retyku. Brek cje takie i zlepieńce należą do gruboklastycznych skał rezydualnych (3 Zupełny brak w otoczakach skał z warstw tomanowskich lub retyk i hetangu chochołowskiego świadczy o tym, że w tym czasie obszar Do linki Smytniej był lądem i warstwy te w ogóle się nie osadzały.

Z porównania ze sobą tych trzech profilów wynika, że równie i w retyku w wierchowej strefie sedymentacyjnej panowało duże zróż nicowanie facjalne. Zalew morza posuwał się od zachodu (od strony dzi siejszej Doliny Chochołowskiej) na wschód (w stronę Czerwonych Żleb ków). Pewne miejsca (Dolinka Smytnia) były jednak wynurzone równie i w najwyższym retyku, a zalane zostały dopiero w liasie. Dokładny wie zalewu liasowego w Dolince Smytniej będzie możliwy do ustalenia p oznaczeniu wieku fauny, występującej w wyższych warstwach lias w górnej części Dolinki Smytniej, która jest obfita i odmienna od spiry ferynowej fauny przy krzyżu Pola.

## KAJPER W SERII CZERWONYCH WIERCHÓW I GIEWONTU

Kajper wierchowy w zasadzie znany jest wyłącznie z serii parau tochtonicznej — z serii Kominów Tylkowych. Jedną z najbardziej isto nych cech serii Giewontu i Czerwonych Wierchów jest zupełny brak os dów kajpru oraz liasu na granicy skał środkowego triasu i dogger Obserwacje te dotyczą oczywiście wyłącznie normalnych (górnych) skrzy deł fałdów. Nie jest jednak dokładnie wiadome, jak wygląda ta granic w brzusznym skrzydle fałdu Czerwonych Wierchów, stanowiącym łącz nik między serią Kominów Tylkowych a normalną serią Czerwonyc Wierchów. Jest to zagadnienie bardzo trudne, gdyż, jak się okazało prz bliższym zajęciu się tą sprawą, brzuszne skrzydło fałdu Czerwonyc Wierchów nie jest prawie nigdzie zachowane w ten sposób, by widoczn były również warstwy triasu serii odwróconej. Dotychczas znalezion zostały jedynie odwrócone utwory albu, urgonu, neokomu i malmu. War stwy triasowe uległy wszędzie wyprasowaniu. W tych warunkach wiel kie znaczenie mają profile w Rzędach pod Ciemniakiem.

Rejon ten tektonicznie należy do części serii parautochtoniczne zbliżonej do skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, a war stwy leżą tu w położeniu odwróconym. O ile więc pod względem tekto nicznym rejon ten nie należy jeszcze właściwie do brzusznego skrzydł fałdu Czerwonych Wierchów, lecz do odwróconych i ponasuwanych n siebie łusek serii Kominów Tylkowych, to pod względem sedymentacyj nym stanowi on bardzo ważne ogniwo wiążące serię osadową Kominów Tylkowych z serią Czerwonych Wierchów.

W jednym ze żlebów, nieco powyżej Tomaniarskiego Twardego Upłazu, można zauważyć profil, w którym widoczny jest sedymentacyjny kontakt bajosu (wapienie krynoidowe) z dolomitami i łupkami kajpru. Zauważyć przy tym można, że warstwy bajosu nie leżą zupełnie zgodnie na warstwach kajpru, lecz jest widoczna między nimi nieznaczna dyskordancja (penakordancja). Należy więc przyjąć, że po osadzeniu się kajpru, a przed osadzeniem się doggeru zaznaczyła się w Tatrach starokimeryjska faza alpejskich ruchów górotwórczych. W serii Giewontu ruchy te uwidoczniły się w ten sposób, że różne poziomy doggeru transgredują na różnych warstwach środkowego triasu. Dyskordancja, która w jednym profilu nie jest widoczna, staje się zupełnie jasna, gdy porównujemy ze sobą szereg równoległych profilów (np. na południowym zboczu Giewontu).

Dokładniejsze sprecyzowanie wieku tych ruchów, a więc stwierdzenie, czy zachodziły one przed czy po liasie, możliwe jest jedynie w serii Kominów Tylkowych, gdzie są obecne osady liasowe. Istniejąca na ogół łączność sedymentacyjna liasu z doggerem w masywie Kominów Tylkowych i Dudowych wskazuje na to, że wiek tych ruchów jest starszy od liasu. Jest bardzo możliwe, że odbyły się one w retyku, przed osadzeniem się warstw z Doliny Chochołowskiej, a po osadzeniu się warstw tomanowskich. W Dolinie Chochołowskiej ruchy te nie zaznaczyły się, gdyż istnieje ciągłość sedymentacyjna pomiędzy norykiem a retykiem i liasem (o ile można sądzić z niezbyt dokładnie odsłoniętego profilu na przełęczy w Kulawcu).

Jak wyjaśnić brak utworów liasu w przytoczonym profilu z Rzędów i w całej serii Czerwonych Wierchów i Giewontu? Istnieją tutaj trzy możliwości — albo w liasie nie osadzały się tu one wcale, albo też były osadzone, lecz uległy zniszczeniu przed transgresją doggeru, lub wreszcie zostały usunięte podczas kolejnych transgresji poszczególnych pięter doggeru.

Pierwsza możliwość wydaje się najbardziej prawdopodobna. Opisany profil w Rzędach odpowiada temu miejscu w pierwotnym basenie sedymentacyjnym, gdzie osady liasu w ogóle się zapewne nie osadzały. Morze noryckie sięgało dalej na południe w pierwotnym basenie sedymentacyjnym, niż morze liasowe. Stąd jedyny dotychczas znany profil, gdzie utwory doggeru znajdują się w kontakcie sedymentacyjnym z utworami kajpru (noryku). O pierwotnym braku osadu liasu na obszarze sedymentacyjnym serii Czerwonych Wierchów i Giewontu świadczy fakt, że wśród otoczaków w utworach bajosu, batonu i keloweju nie ma piaskowców liasowych. Jest co prawda również możliwe, że zostały one zniszczone i zupełnie usunięte z tego obszaru po liasie, a przed doggerem. Jest

w każdym razie zupełnie pewne, że w okresie transgresji doggeru nie było już osadów liasu, a były jeszcze dolomity noryku.

E. Passendorfer wyraził już dawniej pogląd (9, 1934), że w serii Czerwonych Wierchów i Giewontu brakuje być może górnej części środkowego triasu. Pogląd ten został potwierdzony i sprecyzowany przez ostatnie badania (7 i 6). Okazało się mianowicie, że w serii Giewontu a być może również i w serii Czerwonych Wierchów brak jest utworów ladynu, a może również i części anizyku. Warstwy te bez wątpienia osadziły się, lecz zostały później usunięte. W jakim okresie zachodziła ta tak głęboko sięgająca erozja? Osady górnej części środkowego triasu usunięte zostały jeszcze przed transgresją noryku, o czym świadczy profil w Rzędach oraz brak otoczaków środkowego triasu w zlepieńcach i piaskowcach liasu wierchowego. Erozja ta mogła zajść jedynie w karniku. Należy więc przyjąć, że po osadzeniu się utworów górnej części środkowego triasu w serii Czerwonych Wierchów i Giewontu w karniku nastąpił okres silnej erozji i denudacji, który usunął zupełnie te osady, podobnie jak to było, być może, w Dolinie Chochołowskiej i na całym zachodnim krańcu Tatr. Następnie obszar ten został zalany przez morze noryckie i osadziły się tutaj żółte dolomity. Potem nastąpiły zapewne ruchy starokimeryjskie. W liasie obszar ten najprawdopodobniej był częściowo wynurzony i podlegał erozji. Dolomity noryku zachowały się jednak jeszcze w pewnych miejscach i zostały zniszczone dopiero podczas transgresji doggeru. Świadczy o tym obecność licznych okruchów żółtych dolomitów noryku w osadach bajosu, batonu i keloweju. Działalność abrazyjna dotarła wtedy do niższych części środkowego triasu, które można znaleźć również w osadach doggeru. Kolejne transgresje doggeru wytworzyły wyrównaną platformę abrazyjną, a osady bajosu i batonu wniknęły miejscami dość głęboko (wąwóz Kraków — do 40 m od spągu utworów doggeru) w osady środkowego triasu, tworząc żyły klastyczne *(3)* i żyły wypełnione morskimi osadami doggeru.

Ponieważ osady triasowe brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów nie są właściwie znane, dużą rolę w rozważaniach paleogeograficznych odegrać może jednostka Świerkul *(15)*. Stanowi ona, według badań W. Jaroszewskiego *(2)*, ogniwo wiążące serię Kominów Tylkowych z serią Czerwonych Wierchów (świadczy o tym obecność w niej utworów liasowych) i odpowiada brzusznemu skrzydłu fałdu Czerwonych Wierchów. W łusce tej znalazł W. Jaroszewski zlepieńce i łupki kajpru, świadczące o tym, że klastyczna, litoralna facja kajpru sięgała jeszcze do brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów.

W lecie 1956 r. poczyniłem obserwacje w Dolinie Spis-Michałowej (masyw Szerokiej Jaworzyńskiej), które potwierdzają pogląd o znacznym

różnicowaniu facjalnym kajpru wierchowego. Znalazłem tam mianowicie ieznane dotychczas warstwy triasu górnego o znacznej miąższości (należące do serii Kominów Tylkowych), reprezentowane przez żółte, zielone, óżowawe i niebieskie łupki dolomityczne z przewarstwieniami seledynowych dolomitów (w dole) oraz przez masywne dolomity (w górze). Klatycznej facji triasu górnego brak zupełnie. Kompleks ten uważany był otychczas za środkowy trias *(1)*. Bezpośrednio na tych warstwach leżą ransgresywnie warstwy doggeru (batonu i keloweju), brak zaś warstw asu. Takie wykształcenie morskie utworów całego górnego triasu stawia od znakiem zapytania celowość stosowania terminu „kajper" do tych tworów, przemawia natomiast za konsekwentnym stosowaniem podziału lpejskiego w stosunku do wszystkich utworów mezozoicznych w Tatrach.

Prześledzenie związków serii Kominów Tylkowych z serią Czerwoych Wierchów będzie utrudnione również i dlatego, że, jak to wynika badań w Kotle Mułowym pod Krzesanicą *(6)*, górne skrzydło fałdu zerwonych Wierchów nie wiąże się ze skrzydłem brzusznym, lecz je ypraswuje. Skrzydło to nie ma więc bezpośredniego związku ze skrętem korzeniowym Rzędów i Krzesanicy, lecz nasuwa się nań z daleka.

Prof. Dr. E. Passendorferowi, który zechciał osobiście obejrzeć szereg profilów kajpru oraz wielokrotnie dyskutował ze mną nad całym zagadnieniem kajpru wierchowego, składam na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

*akład Geologii Dynamicznej U. W.*
*Warszawa, w styczniu 1956 r.*

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. Tektonicka stavba massivu Širokej. Vysoke Tatry. — Geol. Sbor., roč. I, čis. 1. Praha 1950.
1a. ARTHABER G. Alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — Lethaea geognostica II Tl., I Bd. 1908.
2. JAROSZEWSKI W. Jednostka Świerkul. Stratygrafia i budowa (praca magisterska nie publ., wykonana w Zakładzie Geologii Dyn. Un. War.).
3. KOTAŃSKI Z. J. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mts.) — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. 24, nr 1. Kraków 1955.
4. KOTAŃSKI Z. J. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the High-Tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.) — Acta Geol. Pol. v. V/3. Warszawa 1955.
5. KOTAŃSKI Z. J. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, v. VI/1. 1956.

6. KOTAŃSKI Z. J. O triasie wierchowym w Tatrach (The High-Tatric Trias[s] in Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 7. Warszawa 1956.
7. LEFELD J. Stanowisko liliowców rodzaju Dadocrinus w triasie wierchowy[m] Tatr (Crinoids of genus Dadocrinus from High-Tatric Triassic in Tat[ra] Mts.). — Ibidem nr 7. 1956.
8. MICHALIK A. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej K[o]szystej (Tectonique de la série haut-tatrique dans la région de Liliowe et [de] la Mała Koszysta). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa 1955.
9. PASSENDORFER E. Jak powstały Tatry. I wyd. Lwów 1934. II wyd. Warsz[a]wa 1955.
10. PASSENDORFER E. Trias tatrzański. — Geol. Reg. Polski t. I. z. 1. Pol. To[w.] Geol. Kraków 1951.
11. RABOWSKI F. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le trias haut-tatrique d[e] la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) t. I, z. 2. Warszawa 192[.]
12. RABOWSKI F. Budowa Tatr. Pasmo wierchowe (Les nappes de recouvreme[nt] de la Tatra. La structure de la zone haut-tatrique). — Spraw. P. I. G. (Bu[ll.] Serv. Géol. Pol.), t. 3, z. 1, 2. Warszawa 1925.
13. RABOWSKI F. Cztery profile geologiczne między dol. Kondratową a dol. Ko[-] ścieliską. — Ibidem, t. 6. 1933.
14. RABOWSKI F. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich. Wyd. Ge[o]logiczne. Warszawa 1954.
15. RABOWSKI F. Badania w grupie Kominów Tylkowych wykonane w r. 19[38] (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatr[a] exécutées en 1938). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86, pt. Z badań geo[-] logicznych, wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu (série: R[e]cherches géologiques exécutées dans la Tatra. Piénines et en Podhale). Wa[r]szawa 1954.
16. RABOWSKI F., HORWITZ L. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (S[ur] le Lias et le Dogger haut-tatrique de la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-[R.] Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa 1922.
17. RACIBORSKI M. Flora retycka w Tatrach. — Rozpr. Ak. Um. 21. Kraków 189[.]
18. TURNAU-MORAWSKA M. Kajper wierchowy, jego petrografia i sedymentolog[ia] (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol. v. III[.] Warszawa 1953.
19. UHLIG V. Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wie[n] Math.-Naturw. Cl. Bd. 44. Wien 1897.
20. WÓJCIK ZB. Serie wierchowe na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej o[d] Przełęczy Bobrowieckiej do Zawiesistej (praca magisterska nie publ., wyko[-] nana w Zakładzie Geologii Dyn. Un. Warsz.).

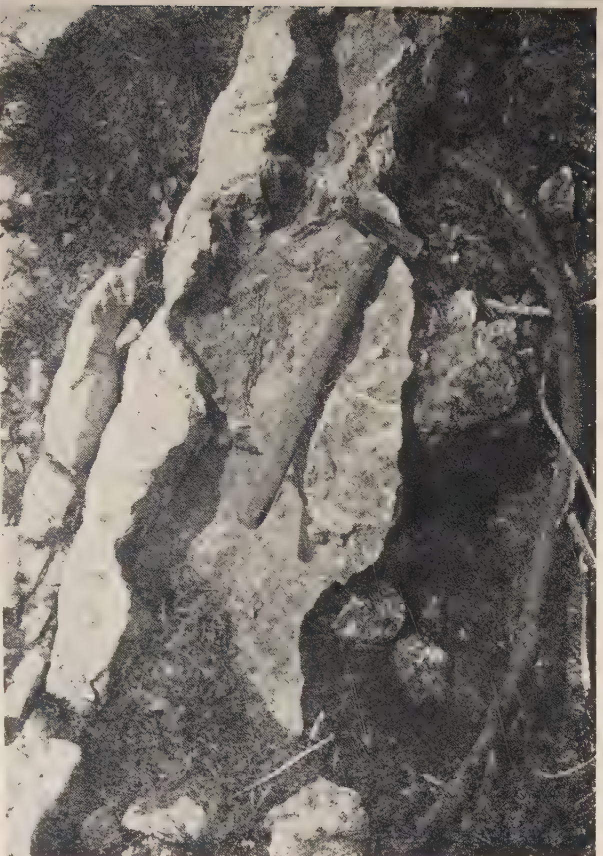


Fig. 1 — Sedymentacyjny kontakt dolomitów noryku z piaskowcami liasu — górna część Dolinki Smytniej

*Fot. Z. J. Kotański*



Fig. 2 — Zlepieńce liasowe blisko kontaktu z dolomitami noryku. Widoczne są m. i. duże okruchy dolomitów noryku — górna część Dolinki Smytniej

*Fot. Z. J. Kotański*



Fig. 1 — Rynienki deszczowe na dolomitach noryku — górna część Dolinki Smytniej

*Fot. Z. J. Kotański*



Fig. 2 — Duże bloki żółtych dolomitów noryku tkwiące w piaskowcach i zlepieńcach liasowych — Ibidem

*Fot. Z. J. Kotański*

STANISŁAW MATEUSZ GĄSIOROWSKI

# O faunie aptychów wapienia krynoidowego tytono-beriasu okolic Czorsztyna

REŚĆ: *Część ogólna:* 1. Uwagi wstępne; 2. Charakterystyka fauny aptychów; Wartość stratygraficzna opisywanej fauny aptychów; 4. Wiek wapienia krynoido-owego tytono-beriasu — *Część szczegółowa:* 1. Opis aptychów występujących w wa-eniu krynoidowym tytono-beriasu okolic Czorsztyna; 2. Lokalizacja aptychów; Uwagi ogólne o składzie ilościowym opisywanej fauny; 4. Wartość stratygraficzna opisywanych aptychów i wartość stratygraficzna lewaptychów — Literatura cytowana

## CZĘŚĆ OGÓLNA

### 1. *Uwagi wstępne*

Dotychczas stratygrafia posiłkowała się, o ile mi wiadomo, jedynie echami poszczególnych form aptychów. Tam jednak, gdzie aptychy są zęste, stratygrafia może także korzystać z cech ich zespołów. Niniejsza raca zawiera próbę wzięcia pod uwagę tych właśnie cech.

W tej części pracy, która odnosi się do klasyfikacji i wartości stra-ygraficznej aptychów, punktem wyjścia są głównie monografie Trautha; ą to jedyne do dziś monografie aptychów. W części odnoszącej się do tratygrafii pasa skałkowego punktem wyjścia są głównie prace K. Bir-enmajera. Od tego autora przyjmuję przede wszystkim definicję wapie-ia krynoidowego tytono-beriasu, tzn. wapieniem tym nazywam wapień rynoidowy należący do serii czorsztyńskiej i kontaktujący sedymenta-yjnie z warstwami globigerinowymi. Znane są także inne pokimerydz-ie wapienie krynoidowe serii czorsztyńskiej, które z tymi warstwami ie kontaktują (cf. D. Andrusow, *1*) *. Wapieniami tymi w pracy obecnej ię nie zajmuję. Terminów stratygraficznych używam w znaczeniu przy-ętym przez Andrusowa w jego monografii doggeru, malmu i kredy pasa kałkowego (l. c.).

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Okazy aptychów opisane w mojej pracy zostały zebrane prze mnie i znajdują się w zbiorach Pracowni Geologiczno-Stratygraficzn Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

Pragnę podziękować na tym miejscu profesorowi Fr. Biedzie, pro fesorowi W. Krachowi i magistrowi K. Birkenmajerowi za przedyskuto wanie ze mną pewnych kwestii poruszonych w tej pracy. Wdzięczny je stem ponadto mgrowi K. Birkenmajerowi za życzliwe udostępnienie m swoich nieopublikowanych materiałów, odnoszących się do stratygraf serii czorsztyńskiej, i za pozwolenie cytowania ustnych informacji. Dokto rowi J. M. Pires Soaresowi w Lizbonie składam podziękowania za nie zwykłą uprzejmość, z jaką mi przysłał swoje cenne prace o aptychach

## 2. *Charakterystyka fauny aptychów*

Przesłanki twierdzeń zawartych w tym i w następnym rozdziale s zawarte w części szczegółowej.

W środkowej lub w środkowej i prawie całej dolnej części wapien krynoidowego tytono-beriasu okolic Czorsztyna występuje fauna apty chów składająca się z:

*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth
*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.)
*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. nov.?
*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. ind.
*Lamellaptychus* sp. in. ex gr. $d_2$ Trauth
*Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth
*Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *a* Trauth?
*Lamellaptychus* sp. ind.

Te z wymienionych aptychów, które należą do grupy *d*[1] opróc *L. angulocostatus* (Pet.) var. nov.?, najprawdopodobniej występuj w środkowej lub środkowej i dolnej części wapienia krynoidowego tyto-no-beriasu okolic Czorsztyna zawsze razem; pozostałe aptychy został znalezione w zbyt małej liczbie okazów, aby dało się określić ich zasię pionowy w stosunku do innych. Ilościowo głównym elementem wymie-nionej fauny są lamellaptychy z grupy *d*; w obrębie tej grupy *L. angulo-costatus* (Pet.) jest głównym lub może nawet wyłącznym elementem Pragnę podkreślić, że brak w tej faunie lewaptychów.

W wapieniu krynoidowym tytono-beriasu w profilach Czorsztyn i Łysej Skały wymieniona fauna musiała się pojawić niewiele poniżej je

[1] Grupa *d* dzieli się na podgrupy $d_1$ i $d_2$; do tej ostatniej należy *L. angulo-costatus*.

ajniższych stwierdzonych przeze mnie wystąpień, ponieważ w tych pro-lach prawie bezpośrednio poniżej tych wystąpień znajduje się zupełnie óżna od niej fauna aptychów. Natomiast nie mam podstaw do tak do-ładnego określenia miejsca pojawienia się tej fauny w profilu Zielonych kał. W żadnym profilu nie mogę określić, jak wysoko ponad najwyż-zym stwierdzonym przeze mnie wystąpieniem tej fauny nastąpił jej za-ik, ponieważ powyżej tych wystąpień, zarówno w wapieniu krynoido-vym tytono-beriasu, jak w skałach nadległych, żadnych aptychów nie nalazłem.

### 3. *Wartość stratygraficzna opisywanej fauny aptychów*

Na podstawie występowania w tej faunie *L. angulocostatus* (Pet.)[2] braku w niej lewaptychów[3] można określić jej wiek jako górny tyton-arem albo berias-barem, przy czym druga możliwość jest bardziej praw-opodobna. Na podstawie ogólnego charakteru tej fauny można próbo-vać określić jej wiek dokładniej w powyższych granicach. Mianowicie, rupa *d* nie jest w obrębie tej fauny zróżnicowana pionowo (p. wyżej, 288). Ponieważ zarówno w górnym tytonie, jak w czasie: berias-barem achodziły pewne zmiany w obrębie grupy *d* (cf. Trauth, *9*), opisana w tej racy fauna aptychów z wapienia krynoidowego tytono-beriasu może re-rezentować tylko część czasu: górny tyton-barem. Fauna ta jest, zdaje ię, bardzo uboga w odmiany z grupy *d*, co jest charakterystyczne dla nalmu, a także być może dla okresu zanikania lamellaptychów, to znaczy aremu; z drugiej strony, indywidua z grupy *d* ilościowo przeważają v niej nad innymi, co jest charakterystyczne co najmniej dla neokomu asa skałkowego. Fauna ta więc albo reprezentuje przejście między mal-nem a neokomem, albo barem. Druga możliwość jest jednak prawie wy-ączona, ponieważ niemal bezpośrednio poniżej najniższych stwierdzonych vystąpień tej fauny znajdują się w niektórych profilach wystąpienia innej auny o cechach charakterystycznych raczej dla malmu niż dla neokomu.

### 4. *Wiek wapienia krynoidowego tytono-beriasu*

Na wstępie przytoczę poglądy wypowiedziane dotychczas na ten emat.

Uhlig *(10)* traktuje wapienny i tworzący skałki nadkład wapienia zorsztyńskiego na ogół jako całość i określa ten kompleks jako „tyton". V kilku jednak miejscach swojej pracy wyróżnia w obrębie „tytonu" skałę

---

[2] Rozprzestrzenienie pionowe: górny tyton?-berias-barem.

[3] Rodzaj *Laevaptychus* zanika prawie całkowicie mniej więcej na granicy mal-nu i neokomu.

nazywaną obecnie wapieniem krynoidowym tytono-beriasu. Mianowicie w profilu Lorencowych Skał koło Dursztyna (Laurenzowe skałki Uhliga) wyróżnia bezpośrednio ponad „wapieniem czorsztyńskim i tytonem" i w kontakcie z „osłoną" — „dunkelrother tithonischer Crinoidenkalk" (l. c., fig. 10), w profilu zaś skałki Zamku w Czorsztynie wyróżnia bezpośrednio ponad „czerwonym i białym wapieniem tytońskim" i w kontakcie z „osłoną" — „dunkelrother, schieferiger Tithoncrinoidenkalk" (l. c., fig. 14). W obu przypadkach wapień krynoidowy tytoński Uhliga jest niewątpliwie identyczny z wapieniem krynoidowym tytono-beriasu (cf. Birkenmajer, *2* i *3*). W innym miejscu (*10*, s. 763) Uhlig pisze:

„...die obersten Tithonlagen an vielen Stellen die Form von dunkelrothen dünnschichtigen Crinoidenkalken und rothen, von vielen Spathadern durchzogenen Kalken annehmen, welche sehr arm an Versteinerungen sind",

i przypuszcza, że skała ta reprezentuje górny tyton, ponieważ leży ponad wyżej utworów z fauną dolnego tytonu (niektóre wapienie brachiopodowe) i ponieważ paleontologicznie dowiedziony tyton górny jest znany z pasa skałkowego. Tutaj chodzi niewątpliwie także o wapień krynoidowy tytono-beriasu. Uhlig (l. c.) nie podaje z wapienia krynoidowego tytono-beriasu żadnej stratygraficznie ważnej fauny.

D. Andrusow *(1)* nie opisuje ze Słowacji żadnej skały, którą by można uznać za identyczną z wapieniem krynoidowym tytono-beriasu.

K. Birkenmajer (*3*, s. 91-92) wprowadza pod nazwą „ogniwo 7c seria czorsztyńska typowa" używane w niniejszej pracy pojęcie wapienia krynoidowego tytono-beriasu. Opisuje wapień krynoidowy tytono-beriasu z kilku skałek w okolicach Czorsztyna. W spągu tego wapienia znajdują się w różnych miejscach różne skały: wapienie kalpionellowe, wapienie detrytyczne, wapienie brachiopodowe [4]; nadkładem są zawsze warstwy globigerinowe, które K. Birkenmajer zalicza, bez podania argumentów paleontologicznych, do neokomu. Nad warstwami globigerinowymi leżą warstwy globigerinowo-radiolariowe, które w innych seriach skałkowych niewątpliwie rozpoczynają się w neokomie; wyżej leżą warstwy cenomanu z *Rotalipora apenninica* (Renz) *(3)*. W wapieniu krynoidowym tytono-beriasu skałek Brynczkowa i Pomiedznik w Falsztynie występuje rzadko *Globochaete alpina* Lomb. i bardzo rzadko *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (Murg. & Filip.) [5] (*3*, s. 91-92). Wiek wapienia krynoidowego Bir

[4] Z porównania lokalizacji (zwykle bardzo mało dokładnych) faun tytońskich czy dolno-tytońskich, podanych przez Uhliga (l. c.), z opisami profilów przez Birkenmajera wynika, że fauny te niekoniecznie muszą wszędzie pochodzić ze skał kontaktujących sedymentacyjnie z wapieniem krynoidowym tytono-beriasu lub z górnych partii tych skał.

[5] Formy te zostały znalezione ponad dolną częścią wapienia krynoidowego tytono-beriasu tych skałek (informacja ustna K. Birkenmajera).

kenmajer określa jako tyton-berias. W innej swej pracy (4, s. 9-10) autor ten, opierając się na pracach G. Coloma, A. Lombarda, D. Andrusowa i własnych, przyjmuje, że *Tintinnopsella carpathica* (Murg. & Filip.) występuje od górnego tytonu do baremu, przy czym najczęstsza jest w beriasie i w walanżynie, oraz że *Globochaete alpina* Lomb. występuje od argowu do beriasu będąc najczęstszą w tytonie. Sądzę, że na podstawie tych twierdzeń można określić wiek zespołu mikroorganizmów z Pomiedznika i Brynczkowej jako tyton-berias, bardziej prawdopodobnie, jako górny tyton-berias.

K. Birkenmajer (2) wprowadza używaną w niniejszej pracy nazwę „wapień krynoidowy tytono-beriasu" i określa wiek tej skały jako tyton-berias [6].

Tak więc, łącząc rezultaty wymienionych autorów z moimi obserwacjami, dysponujemy obecnie następującymi danymi o wieku wapienia krynoidowego tytono-beriasu okolic Czorsztyna:

A. Fauna aptychów, znajdowana w środkowej lub środkowej i prawie całej dolnej części tej skały, jest wieku: górny tyton-najniższy neokom albo prawdopodobniej: najniższy neokom.

B. Mikroorganizmy, znalezione przez Birkenmajera powyżej dolnej części tej skały w innych skałkach [7] niż fauna aptychów, są wieku: tyton-berias albo prawdopodobniej: górny tyton-berias.

C. Wapień krynoidowy tytono-beriasu leży ponad (nie ma podstaw do przypuszczenia, że bezpośrednio) skałami dolno-tytońskimi, i poniżej (nie bezpośrednio) skał, które w innych niż czorsztyńska seriach skałkowych rozpoczynają się w neokomie i które we wszystkich seriach skałkowych leżą poniżej cenomanu.

Na podstawie tych danych można określić najbardziej prawdopodobny wiek wapienia krynoidowego tytono-beriasu okolic Czorsztyna, z wyjątkiem najniższej części tej skały, jako berias.

## CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA

### 1. *Opis aptychów występujących w wapieniu krynoidowym tytono-beriasu okolic Czorsztyna*

Używana nomenklatura opiera się na nomenklaturze Trautha (p. prace Trautha, podane w spisie literatury).

Stan zachowania opisanych poniżej okazów aptychów często nie jest dobry. Skorupy przylegają bardzo silnie do skały, szczególnie ich nie-

---

[6] Na tabeli stratygraficznej; w tekście zalicza tę skałę do tytonu.

[7] Nie ma podstaw do twierdzenia, że na Pomiedzniku występuje taka sama fauna aptychów, jak w innych profilach (p. niżej s. 294-295).

równa powierzchnia wypukła. Cała powierzchnia skorupy daje się odsło-nić tylko wyjątkowo.

Na wstępie podaję schematy skorupy aptycha dla ogólnej orienta-cji (fig. 1 i 2):

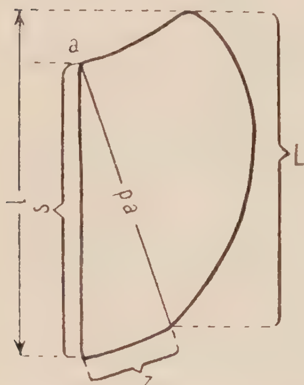



Fig. 1
Skorupa aptycha (na podstawie Trautha 7, fig. 1)
*S* brzeg symfyzalny; *Z* brzeg zewnętrzny; *L* brzeg lateralny; *pa* przekątna apikalna; *a* apeks; *l* długość

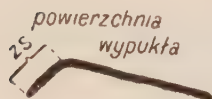



Fig. 2
Schemat przekroju przez skorupę aptycha pro-stopadle do brzegu symfyzalnego
zs zbocze symfyzalne

## *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.)

1938. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.); Trauth (9), s. 204-212, tabl. XIV, fig. 12-26 (cum synonymis).

Okazy należące do tego gatunku dzielę na podstawie kryteriów Trautha na następujące grupy:

A. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth (pl. I, fig. 1-2). — *Wymiary:* długość skorup od ca. 10 mm do ca. 25 mm. *Kształt ogólny:* silna wypukłość wzdłuż przekątnej apikalnej; brak zagłębienia na części skorupy między tą wypukłością a brzegiem lateralnym. *Rzeźba powierzchni wypukłej:* brak bruzd radialnych (są to delikatne bruzdy, których osie przecinają się w wierzchołku, apex); żebra i bruzdy wąskie i niesfalowane, załamują się z wyjątkiem najmłodszych wstecznie (tzn. żebra tworzą kąt zwrócony wierzchołkiem do brzegu zewnętrznego); wierzchołki kątów nie zaokrąglone lub nieznacznie zaokrąglone, znajdują się na prostej leżącej na zboczu symfyzalnym i przecinającej brzeg symfyzalny blisko wierzchołka oraz brzeg zewnętrzny; brak zgięcia żeber stroną wypukłą do brzegu symfyzalnego (Sigmoidalbiegung, Inflexion) na części skorupy między tą prostą a brzegiem lateralnym.

B. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.) (pl. I, fig. 3-4). — Wymiary i kształt ogólny, jak wyżej cf. *f. typ*. Różnice rzeźby powierzchni wypukłej od cf. *f. typ.*: żebra starsze i zazwyczaj także średnie zginają się wstecznie (tzn. żebra tworzą łuk zwrócony stroną wypukłą do brzegu zewnętrznego), pozostałe z wyjątkiem najmłodszych załamują się wstecznie pod kątami czasem większymi od odpowiednich kątów u cf. *f. typ.*; niektóre wierzchołki tych kątów są nieco silniej zaokrąglone niż u cf. *f. typ.*; punkty, w których następuje zmiana przebiegu żeber na wsteczny, znajdują się na prostej albo na łuku zwróconym wypukłą stroną do brzegu symfyzalnego, przy czym położenie tych linii na powierzchni skorupy jest takie same, jak odpowiednich linii u cf. *f. typ*.

C. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. nov.? (pl. I, fig. 5). — Różni się od var. cf. *atlantica* tym, że starsze żebra i bruzdy są wyraźnie szersze od odpowiednich u var. cf. *atlantica*.

Między opisanymi wyżej odmianami występują przejścia. Zaliczanie w obrębie *L. angulocostatus* do tych odmian jest w niektórych przypadkach dość dowolne.

D. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. ind. — Stan zachowania pozwala tylko na wyłączenie przynależności do następujących odmian *L. angulocostatus* (Pet.): var. *radiata* Trauth, var. *fractocosta* Trauth, var. *atlantica-radiata* Trauth, var. *cristobalensis* (O'Conn.).

*Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth; cf. Trauth, 9.

Szereg małych fragmentów skorup, na których jest widoczne wsteczne załamanie żeber i wsteczne ich dochodzenie do brzegu symfyzalnego. Stan zachowania nie pozwala na dokładniejsze oznaczenie.

*Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth; cf Trauth, 9.

Szereg małych fragmentów skorup. Żebra zmieniają swój przebieg na wsteczny i wstecznie dochodzą do brzegu symfyzalnego. W niektórych przypadkach są to wsteczne zgięcia. Stan zachowania nie pozwala na dokładniejsze oznaczenie.

*Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *a* Trauth?; cf. Trauth, 9.

Jedna niekompletnie zachowana skorupa. Żebra starsze i średnie przebiegają na widocznej części skorupy równolegle do brzegu symfyzalnego, co jest cechą bardzo rzadką poza grupą *a*, wyjątkową zaś w grupie *d*; brak części skorupy przy brzegu zewnętrznym i części brzegu symfyzalnego nie pozwala zaliczyć z pewnością tego okazu do żadnej grupy.

*Lamellaptychus* sp. ind.

Kilka niekompletnych skorup. Żebra na części powierzchni wypukłej położonej przy środkowej części brzegu symfyzalnego nie dochodzą wstecznie do tego brzegu. Jest to cecha niewielu i rzadkich odmian w grupie *d*. Brak części skorupy przy brzegu zewnętrznym i najbliższej tego brzegu części brzegu symfyzalnego nie pozwala zaliczyć okazów z należytą pewnością do żadnej grupy.

## 2. *Lokalizacja aptychów*

W poniższym zestawieniu miąższości są podane według K. Birkenmajera (ustna informacja); cyfra po nazwie formy oznacza liczbę znalezionych w danej warstwie okazów tej formy; symetryczne pary skorup liczone są jako pojedyncze okazy.

A. *Czorsztyn*, skałka na W od Zamku (przedstawiona na profilu Uhliga, *10*, fig. 14; opis profilu tej skałki podaje także Birkenmajer *3*, s. 91).

Miąższość wapienia krynoidowego tytono-beriasu ca. 700 cm.

700-665 cm od stropu — fauna lamellaptychów, w której większość okazów nie należy do grupy *d* Trautha; *L. angulocostatus* nie znaleziono.

470-440 cm od stropu — *L. angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth: 1; *L. angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.): 1; *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth: 2.

390-370 cm od stropu — *L. angulocostatus* (Pet.) var. nov.?: 1; *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth: 4; *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth: 8; *Lamellaptychus* sp. ind.: 3.

370-0 cm od stropu i powyżej — aptychów nie znaleziono.

Ponadto w luźnych fragmentach wapienia krynoidowego tytono-beriasu, mogących pochodzić z odległości 550-100 cm od stropu, znaleziono: *L. angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth: 1; *L. angulocostatus* (Pet.) var. ind.: 1.

B. *Zielone Skały między Czorsztynem a Falsztynem*, skałka należąca do drugiego od północy rzędu skałek i położona na południe od zachodniej części Równi Falsztyńskiej.

Miąższość wapienia krynoidowego tytono-beriasu ca. 1100 cm.

1550 cm od stropu — fauna lamellaptychów jak wyżej w Czorsztynie w odległości od stropu 700-665 cm.

640 cm od stropu — *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth: 3.

550 cm od stropu — *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth: 2.

300 cm od stropu — *L. angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.): 2; *L. angulocostatus* (Pet.) var. nov.?: 1.

200 cm od stropu — *L. angulocostatus* (Pet.) var. ind.: 1.

200-0 cm od stropu i powyżej — aptychów nie znaleziono.

C. *Pomiedznik w Falsztynie* (opis tej skałki podaje Birkenmajer, *3*).
Miąższość wapienia krynoidowego tytono-beriasu nie jest znana.

200 cm od stropu — *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth: 1; *amellaptychus* sp. ind. ex gr. *a* Trauth?: 1.

200-0 cm od stropu i powyżej aptychów nie znaleziono.

D. *Łysa Skała ca. 750 m na SW od Falsztyna* (opis tej skałki podaje irkenmajer, *3*).

Miąższość wapienia krynoidowego tytono-beriasu ca. 650 cm.

700-650 cm od stropu — fauna lamellaptychów jak wyżej w Czorszynie w odległości od stropu 700-665 cm.

575-555 cm od stropu — *L. angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth: 6; . *angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.): 1; *L. angulocostatus* Pet.) var. ind.: 4; *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth: 2.

555-0 cm od stropu i powyżej — aptychów nie znaleziono.

Ponadto w luźnych fragmentach opisywanego wapienia, mogących ochodzić z dowolnej odległości od stropu, znaleziono: *L. angulocostatus* Pet.) cf. *f. typ.* Trauth: 2; *Lamellaptychus* sp. ind. ex gr. $d_2$ Trauth: 4; *amellaptychus* sp. ind. ex gr. *d* Trauth: 4.

### 3. *Uwagi ogólne o składzie ilościowym opisywanej fauny*

Wszystkie znalezione okazy należą do rodzaju *Lamellaptychus*. iczba opisanych okazów — 56; w tym okazów z grupy *d* Trautha — 52; obrębie grupy *d* okazów *L. angulocostatus* — 22. Wszystkie oznaczalne atunkowo okazy należą do *L. angulocostatus*, pozostałe, prawdopodob-e z wyjątkiem czterech, mogą także należeć do tego gatunku. Odpowied-ie liczby dla okazów *L. angulocostatus*, znalezionych in situ i innych oka-ów aptychów znalezionych także in situ razem z *L. angulocostatus* lub owyżej jego najniższego stwierdzonego w danym profilu występowania. : 37, 34, 18.

Poza okazami opisanymi wyżej w punkcie 1 znalazłem kilkanaście e zachowanych skorup lamellaptychów. Pochodzą one ze wszystkich yżej wymienionych warstw opisywanego wapienia, oprócz warstwy 0-665 cm od stropu w profilu Czorsztyna. Stan zachowania każdej tych skorup z osobna nie pozwala na zaliczenie do którejkolwiek z grup rautha. Większość ich prawdopodobnie nie należy do grupy *d*, gdyż ce-y charakterystyczne tej grupy widoczne są zazwyczaj na źle nawet za-owanych skorupach, byłoby więc mało prawdopodobne, żeby te właśnie

trudno zniszczalne cechy miały być w okazach z opisywanych wapieni zniszczone. Przypuszczam więc, że procent okazów z grupy *d* jest tu nieco niższy od tego, który by można było wywnioskować z podanego wyżej składu ilościowego.

### 4. *Wartość stratygraficzna opisanych aptychów i wartość stratygraficzna lewaptychów*

A. Wartość stratygraficzna *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.).— Trauth (*9*, s. 207) podaje zestawienie miejsc znalezienia okazów, które najprawdopodobniej należą do *L. angulocostatus* (Pet.) *f. typ.* Trauth[8] i wyciąga wniosek, że forma ta:

„...ist eine im Neokom des alpin-mediterranen Gebietes weit verbreitete Spezies: im Berriasien freilich wohl noch ganz sporadisch erscheinend, charakterisiert sie hingegen in grösserer Häufigkeit die Valendis-, vor allem aber die ganze Hauterive-Stufe... im Barrêmien erscheint sie hingegen wohl nur ganz selten".

Zasięg pionowy pozostałych odmian *L. angulocostatus* Trauth (l. c. s. 207-212) określa tylko ogólnie jako neokom, z wyjątkiem var. *atlantica-radiata* Trauth (znaleziona w baremie) i var. *atlantica* (Henn.). O jej okazach z archipelagu Zielonego Przylądka pisze w opisie, że pochodzą, być może, z malmu wyspy Maio, ale prawdopodobniej z neokomu tej wyspy, natomiast w zestawieniu miejsc znalezienia twierdzi, że pochodzą z neokomu wyspy Maio. Nie jest jasne, czy częstość występowania, o której jest mowa w cytowanym wyżej twierdzeniu Trautha, odnosi się do liczby miejsc znalezienia, czy do procentów okazów w faunach danego wieku, czy też do jednego i drugiego. Co do lokalizacji znalezisk *L. angulocostatus* wymienionych w zestawieniach Trautha, należy zauważyć, że w niektórych z podanych miejsc utwory jury nie różnią się litologicznie od utworów neokomu. Mogło więc dojść do pomieszania faun z różnych poziomów.

Trauth w liście do Pires Soaresa, przysłanym po ostatniej wojnie, pisze o okazach *L. angulocostatus* z wyspy Maio:

„...*Lamellapt. angulocostatus* var. *atlantica*, I think, indicates already transition from Upper Jurassic to Neocom (sic!) (ev. Berrias?) or Neocom, and Stahlecker's *Lamellapt. angulocostatus*[9] and *L. seranonis* certainly, as also demonstrate the Ammonites, Lower Cretaceous (Neocom)" (Trauth *in* Pires Soares, *5*, s. 54).

Zdanie to jednak nie jest jasne. Wydaje się, że jest to ten sam pogląd, który Trauth wyraził już w roku 1938 (*9*).

---

[8] Nie jest jasne, czy Trauth ma na myśli tylko tę odmianę, czy cały gatunek.
[9] Tzn. *L. angulocostatus* (Pet.) *f. typ.* Trauth.

O podanych niżej informacjach o *L. angulocostatus* Trauth nie wspo-mina. Według Glangeauda [10] *Aptychus angulocostatus* Pictet & de Loriol [11] *A. seranonis* Coquand [12] (oznaczenia G. Sayna) występują w Algerii v górnej jurze, gdyż zostały tam znalezione razem z *Pygope* z grupy *P. janitor* (Pict.). Wydaje mi się jednak, że informacja ta jest za mało szczegółowa, aby można było z niej korzystać.

Pires Soares (5, s. 77-78), opierając się na wspomnianej wyżej informacji Glangeauda i na monografii Trautha *(9)*, wypowiada przypuszczenie, że *L. seranonis* jest formą neokomską w Europie, tytońską zaś w Afryce Północnej. Analogiczne przypuszczenie można by wypowiedzieć o *L. angulocostatus*. Jednak zjawisko diachronizmu nie wydaje mi się u aptychów prawdopodobne, i to z różnych powodów. Kwestię tę przedstawię bliżej w przygotowywanej obecnie innej pracy o aptychach.

Znane są następujące dane o występowaniu *L. angulocostatus* w pasie skałkowym pienińskim. Według Andrusowa (*1*, s. 361) na N od Medné, w brekcji wapiennej sedymentacyjnej, należącej do serii pienińskiej przejściowej, znajduje się fauna następująca. We fragmentach wapieni występuje *Calpionella alpina* Lorenz, w spoiwie — ?*Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu-Filipescu), *L. seranonis* (Coqu.), *L. angulocostatus atlanticus* (Hennig) [13]. Gdzie indziej w tejże pracy (s. 388) Andrusow z tej samej skały i miejsca wymienia „*Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu-Filipescu)“ bez pytajnika. Wiek w obu cytowanych miejscach Andrusow określa jako granicę tytonu i beriasu lub sam berias. Według tego autora (l. c. s. 385) *L. angulicostatus angulicostatus* (Peters) [14] występuje w neokomskiej części wapienia rogowcowego serii pienińskiej w kilku miejscach w dolinach Wagu i Orawy. Według Uhliga (*10*, s. 770-771) *Aptychus angulicostatus* Pict. [15] występuje w wapieniu rogowcowym serii pienińskiej (w znaczeniu Uhliga) w Krempachach, w okolicach Maruszyny i Kużówki (w ostatnim miejscu razem z fauną uważaną przez Neumayra za neokomską) i w brekcji wapienia rogowcowego (*10*, s. 638) w Potoku Kiźankowym (Kremlitzabach Uhliga). Ani Andrusow, ani Uhlig nie podają opisów wymienionych przez siebie form. *L. angulocostatus* nigdzie w pasie skałkowym nie został znaleziony razem z fauną niewątpliwie tytońską. O żadnej z tych faun nie można twierdzić, że reprezentuje najwyższy tyton (Andrusow, *1*, Uhlig, *10*). Fauny te są na tyle dobrze zbadane, że nie-

---

[10] Glangeaud, Étude géologique de la région littorale de la Province d'Alger, 1932, rękopis cyt. przez P. Soaresa w 5, s. 76-77.

[11] Tzn. *L. angulocostatus* (Pet.).

[12] Tzn. *L. seranonis* (Coquand).

[13] Tzn. *L. angulocostatus* (Pet.) var. *atlantica* (Henn.).

[14] Tzn. *L. angulocostatus* (Pet.) *f. typ*. Trauth.

[15] Tzn. *L. angulocostatus* (Pet.).

znalezienie w nich *L. angulocostatus* odpowiada niewątpliwie brakowi tej formy.

Na podstawie tego, co powiedziano wyżej, można twierdzić, że gatunek *L. angulocostatus* (Pet.) pojawia się w górnym tytonie albo, co jest prawdopodobniejsze, w beriasie i występuje do baremu (być może, nie całego) włącznie. W obrębie tego gatunku dolna granica występowania var. *atlantica* (Henn.) pokrywa się prawdopodobnie z dolną granicą całego gatunku; dolna granica *f. typ.* Trauth przebiega, być może, nieco wyżej. Brak danych o górnej granicy var. *atlantica* (Henn.); górna granica *f. typ.* Trauth znajduje się prawdopodobnie w baremie.

B. Wartość stratygraficzna grup lamellaptychów wyróżnionych przez Trautha. — Na podstawie monografii Trautha *(7, 9)* i danych przedstawionych wyżej można ułożyć następujące zestawienie. Na 13 odmian należących do grupy $d_1$, cztery są znane tylko z malmu, dwie — z tytonu i neokomu, siedem — tylko z neokomu. Na 14 odmian, należących do grupy $d_2$, dwie są znane tylko z malmu, dwie (*L. angulocostatus f. typ.* i var. *atlantica*) pojawiają się, być może, w tytonie, ale występują przede wszystkim w neokomie, dziesięć zaś jest znanych tylko z neokomu. Grupa *d* nie występuje w doggerze, lamellaptychy zaś z innych grup są w tym czasie słabo zróżnicowane i dość rzadkie. Z lamellaptychów malmu i neokomu, należących do grup *a*, *b*, *c*, 11 odmian zostało znalezionych tylko w neokomie, 14 — w malmie i w neokomie, 40 — tylko w malmie. Wszystkie lamellaptychy z grupy *d* stwierdzone w malmie zostały znalezione w niewielu miejscach; wśród stwierdzonych w neokomie są odmiany bardzo pospolite. Większość lamellaptychów z grup *a*, *b*, *c*, stwierdzonych w neokomie, znaleziono w niewielu miejscach; wśród stwierdzonych w malmie są odmiany bardzo pospolite. Brak w literaturze dokładnych informacji o składzie procentowym faun aptychów. Na około tysiąc okazów lamellaptychów znanych mi z malmu pasa skałkowego zaledwie kilka należy do grupy *d*, na kilkadziesiąt zaś okazów lamellaptychów, znanych mi z wapienia rogowcowego bez kalpionelli serii braniskiej (walanżyn-barem, Birkenmajer, *2*) wyraźna większość należy do grupy *d*.

Na podstawie powyższego można twierdzić, że

1° grupa *d* jest najbardziej zróżnicowana i najszerzej rozpowszechniona w neokomie, grupy zaś *a*, *b*, *c* — w malmie;

2° grupa *d* jest mniej więcej tak samo zróżnicowana w neokomie jak grupy *a*, *b*, *c*, lecz jest szerzej rozpowszechniona; w malmie grupa *d* jest znacznie mniej zróżnicowana i rozpowszechniona niż grupy *a*, *b*, *c*;

3° procent indywiduów z grupy *d* jest w faunach neokomskich prawdopodobnie znacznie większy, niż procent indywiduów z grup *a*, *b*, *c*, w malmie zaś jest prawdopodobnie odwrotnie; niewątpliwie tak jest w pasie skałkowym.

C. Wartość stratygraficzna rodzaju *Laevaptychus*. — Rodzaj ten
:st prawie całkowicie ograniczony do malmu (kelowej-tyton). Do neoko-
ıu przechodzą nieliczne i znajdowane w niewielu miejscach odmiany.
iewiadomo dokładnie, kiedy następuje to zubożenie (cf. Trauth, 8).

*racownia Geologiczno-Stratygraficzna*
*Polskiej Akademii Nauk w Krakowie*
*Kraków, grudzień 1955 r.*

## LITERATURA CYTOWANA


1. ANDRUSOV D. Étude géologique de la zone des Klippes Internes de Karpates Occidentales, IV-V. — Geol. Práce, 34, Slov. Akad. Vied a Umení. Bratislava 1953.
2. BIRKENMAJER K. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III, v. I, no. 6. Warszawa 1953.
3. BIRKENMAJER K. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950-1951 (Geological researches in the Pieniny Klippen-belt, Central Carpathians). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86, Warszawa 1954.
4. BIRKENMAJER K. & ZNOSKO J. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego (Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Pieniny Klippen-belt, Central Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XXIII, 1953. Kraków 1955.
5. PIRES SOARES J. M. A propósito dos „Aptychi" da Ilha de Maio (Archipélago de Cabo Verde). Lisboa 1953.
6. TRAUTH F. Aptychenstudien, I. — Ann. Naturhist. Mus. Wien. Bd. XLI. Wien 1927.
7. TRAUTH F. Aptychenstudien, III-V. — Ibidem, Bd. XLIV. 1930.
8. TRAUTH F. Aptychenstudien, VI. — Ibidem, Bd. XLV. 1931.
9. TRAUTH F. Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — Palaeontographica, Bd. LXXXVIII, Abt. A. Stuttgart 1938.
10. UHLIG V. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, II. — Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 40, H. 3/4. Wien 1890.

Pl. I

*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) cf. *f. typ.* Trauth

1. — Powierzchnia wypukła skorupy — Czorsztyn, skałka na W od Zamku, wapień krynoidowy tytono-beriasu, luźny fragment × 5,[illegible]

2 — Powierzchnia wypukła skorupy — Ibidem, 470 cm od stropu × 4,[illegible]

*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. cf. *atlantica* (Henn.)

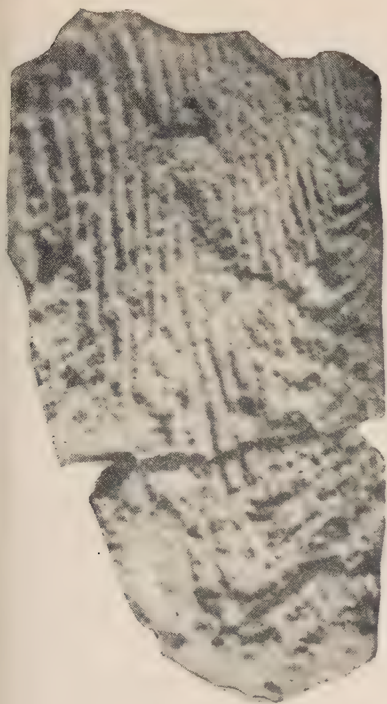
3 — Powierzchnia wypukła skorupy — Łysa Skała na SW od Falsztyna, wapień krynoidowy tytono-beriasu, 575 cm od stropu × 5

4 — Odcisk powierzchni wypukłej skorupy — Zielone Skały między Czorsztynem a Falsztynem, wapień krynoidowy tytono-beriasu, 300 cm od stropu × 4,7

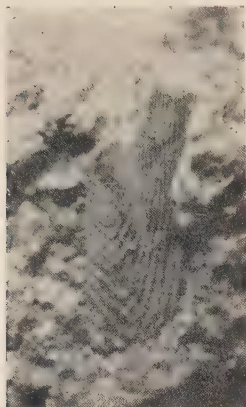
*Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) var. nov.?

5 — Powierzchnia wypukła skorupy — Czorsztyn, skałka na W od Zamku, wapień krynoidowy tytono-beriasu, 390 cm od stropu × 5,5

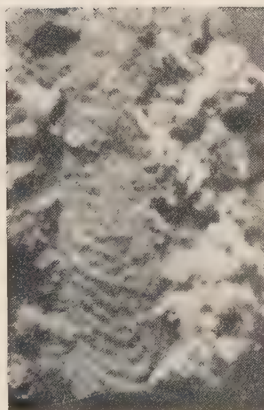
*Fot. M. Rostworowski*



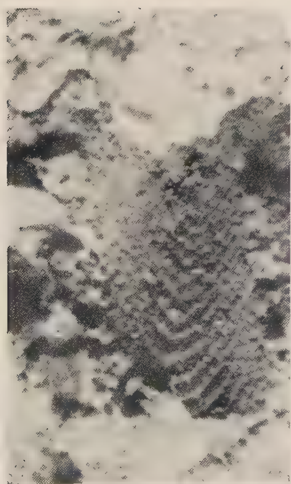
1



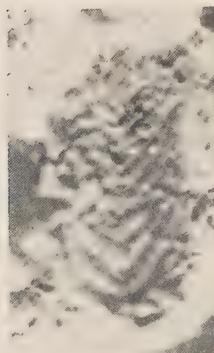
2



3



4



5

*(objaśnienie obok)*

TEFAN ALEXANDROWICZ i WŁODZIMIERZ PARACHONIAK

# Tufity mioceńskie w okolicach Pińczowa nad Nidą

RESC: Wstęp — *Część geologiczna* (St. Alexandrowicz): Przegląd badań dotych-zasowych — Profil w okolicach Krzyżanowic — Rozmieszczenie utworów tufoge-icznych w osadach miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich — tudia nad mikrofauną — Uwagi o stratygrafii — *Część petrograficzna* (Wł. Parachoniak) — Spis literatury

## WSTĘP

Mioceńskie utwory tufogeniczne w południowym obrzeżeniu Gór więtokrzyskich na ogół uchodziły dotychczas uwagi wielu badaczy. Je-yną wzmiankę o występowaniu tufitów w osadach świętokrzyskiego mio-enu podał w podręczniku J. Samsonowicz *(21)**. Wzmiankę tę powtó-zył następnie S. Małkowski *(17)*.

W lecie 1955 r. w świeżo odsłoniętym przekopie drogi na SE od wsi Krzyżanowice, wśród marglistych iłów mioceńskich znaleziono dwie vkładki skały tufogenicznej. Odsłonięcie zostało szczegółowo sprofilo-vane; pobrano szereg prób, głównie celem przeprowadzenia badań mi-crofaunistycznych i petrograficznych.

Niniejsze opracowanie obejmuje wyniki tych badań. Ma ono m. i. na celu zwrócenie uwagi na okoliczność, że wśród osadów miocenu w połud-iowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występują w kilku miejscach kały pochodzenia tufogenicznego, które mogą mieć znaczenie dla straty-grafii miocenu tego rejonu.

Na podstawie wyników badań różnych autorów można stwierdzić, e w morskich osadach polskiego miocenu wkładki tufitów i bentonitów vystępują w dolnym i górnym tortonie oraz w sarmacie, nie stanowią więc one jednego przewodniego horyzontu.

W związku z tym wyłania się konieczność określenia ilości i cha-akteru petrograficznego poszczególnych wkładek skał tufogenicznych raz ich pozycji w profilach stratygraficznych w różnych rejonach.

---

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

W pierwszym etapie tych badań opracowany został profil osadów dolnego tortonu z okolic Pińczowa oraz występujące w nim tufity.

Prace nad stratygrafią i mikrofauną tego profilu przeprowadzono częściowo w Zakładzie Geologii Fizycznej A. G. H., częściowo w Zakładzie Paleontologii A. G. H., opracowanie zaś petrograficzne wkładek tufitowych wykonano w Zakładzie Petrografii A. G. H.

## Część geologiczna

*(napisał Stefan Alexandrowicz)*

### PRZEGLĄD BADAŃ DOTYCHCZASOWYCH.

Znajomość utworów mioceńskich okolic Pińczowa datuje się od czasów Zejsznera; pierwszy szczegółowy ich opis znajdujemy w pracy S. Kontkiewicza *(9)*. Autor ten wyróżnił między innymi gliny łupkowe, gipsy i margle piaszczyste zaliczając je do górnego piętra śródziemnomorskiego. W tej samej pracy znajdujemy opis profilu osadów trzeciorzędowych (mioceńskich) z okolic Krzyżanowic. Według S. Kontkiewicza bezpośrednio na marglu kredowym leżą szare, piaszczyste margle z fauną mioceńską (*Ostrea cochlear* Poli, *O. digitalina* Dub., *Pecten cristatus* Brónn, *Pecten koheni* Fuchs itd.). Margle te dochodzą tu do około 20 m miąższości, powyżej nich leży 3-metrowa warstwa gipsu.

Opisane przez S. Kontkiewicza margle podgipsowe zaliczone zostały następnie przez W. Friedberga *(5)* do dolnego tortonu jako odpowiedniki warstw baranowskich Podola.

W latach międzywojennych badania nad utworami mioceńskimi okolic Pińczowa prowadzili J. Czarnocki *(1, 3, 4)* i K. Kowalewski *(10, 11, 12)*. Z badań tych autorów wynika, że w okolicach Krzyżanowic i Buska iły, margle podgipsowe lub gipsy leżą często wprost na marglach kredowych, to jest przekraczająco w stosunku do starszych utworów tortońskich: wapieni litawskich i litotamniowych. Według wymienionych autorów iły te wraz z towarzyszącymi im marglami i gipsami stanowią odpowiedniki iłów krakowieckich.

Spągowa część tych osadów (iłów krakowieckich) wykształcona jest w wielu miejscach jako margle, piaskowce lub piaski glaukonitowe, leżące transgresywnie na różnych starszych utworach. Na podstawie położenia, wykształcenia litologicznego i fauny J. Czarnocki i K. Kowalewski zaliczyli te osady do górnej części dolnego tortonu porównując je z warstwami baranowskimi Podola.

Pozycja stratygraficzna warstw baranowskich była przedmiotem ożywionej dyskusji (W. Friedberg — J. Czarnocki), przedstawionej obszernie w pracy J. Czarnockiego *(3)*.

Granicę między dolnym a górnym tortonem przeprowadzał J. Czar-
ącki *(2, 3)* przez tzw. warstewkę modiolowo-erwiliową leżącą pod gipsa-
. w stropie warstw baranowskich. Zdaniem K. Kowalewskiego *(10, 11,
4)* gipsy występujące w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich
e tworzą tu stałego horyzontu stratygraficznego, a są utworem lokal-
ym, wykształconym w niektórych jedynie miejscach.

Znaczeniem gipsów dla stratygrafii tortonu zajął się bliżej J. No-
ak *(18)*. Uważał on, że na przestrzeni od Podola po Górny Śląsk istnieje
den horyzont gipsowy (poziom gipsowo-solny), mający cechy przewod-
ego horyzontu stratygraficznego. Wspomniany horyzont gipsowy znaj-
je się w stropie podpiętra opolskiego, w obrębie dolnego tortonu.

W ostatnich latach W. Krach *(13)* opracował stratygrafię miocenu
olic Miechowa. W pracy swojej przeprowadził on porównanie między
ocenem miechowskim a pińczowskim. W ujęciu tego autora gipsy sta-
wią górną granicę dolnego tortonu, a leżące pod nimi iły margliste są
powiednikami warstw baranowskich. Dla ilustracji cytuję wycinek ta-
lki zestawiony według pracy W. Kracha (tab. 1).

Tabela 1

Stratygraficzna tabela porównawcza dolnego tortonu okolic Miechowa i Pińczowa
(wg W. Kracha, *13*)

| | | Racławice (na E od Miechowa) | Okolice na E od Pińczowa |
|---|---|---|---|
| dolny torton = Opolian | poziom gipsowy | Gipsy | Iły łupkowe z gipsem |
| | w-wa erwiliowa | brak | brak |
| | w-wy baranowskie | Iły margliste z *Ostrea cochlear* i *Am. denudatum* | Iły zielone |
| | poziom litotamniowy | Piaski heterosteginowe | Wapienie litawskie i litotamniowe |

## PROFIL W OKOLICACH KRZYŻANOWIC

Opisywane odsłonięcie (przekop drogi) znajduje się między Krzy nowicami a Wolą Zagojską, na południowym stoku pasma wzgórz gip wych, ograniczających od północy rozległy taras Nidy (fig. 1). Podł osadów mioceńskich odsłania się w pobliżu skrzyżowania drogi prowad cej do odkrywki gipsów z drogą Bogucice-Chroberz.

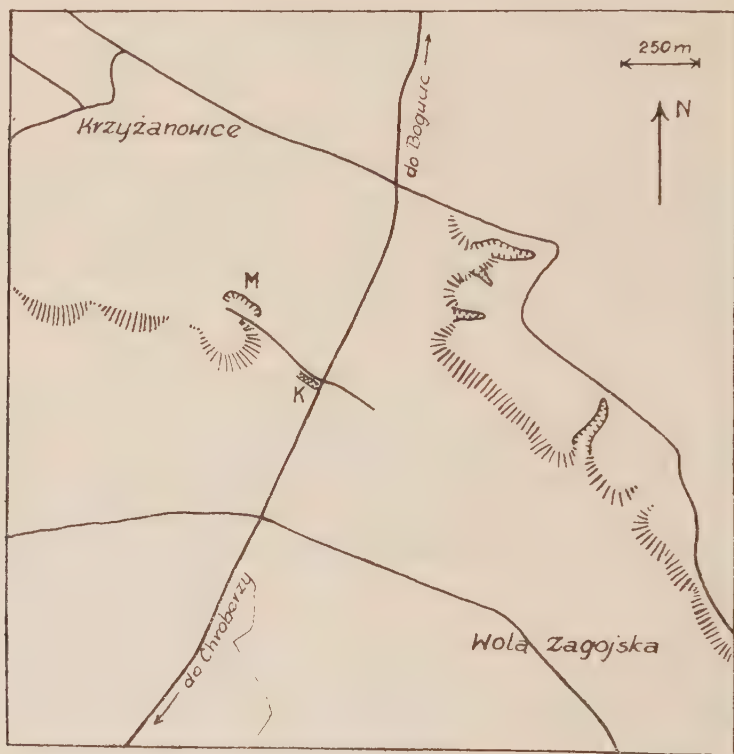



Fig. 1

Plan orientacyjny okolic Krzyżanowic

*K* miejsce odsłonięcia margli kredowych; *M* przekop odsłaniający osady dolne tortonu

W świeżo wykopanej fosie (fig. 1-K) widoczne są jasnoszare i bia we margle o nierównym i ziemistym przełamie, na sucho stosunkowo do zwięzłe, na mokro nieco plastyczne. W marglach tych można znaleźć sk rupy lub ułamki skorup inoceramów. Po przeszlamowaniu pozostają ba dzo liczne otwornice, zęby ryb oraz ułamki skorup i włókna inoceramó

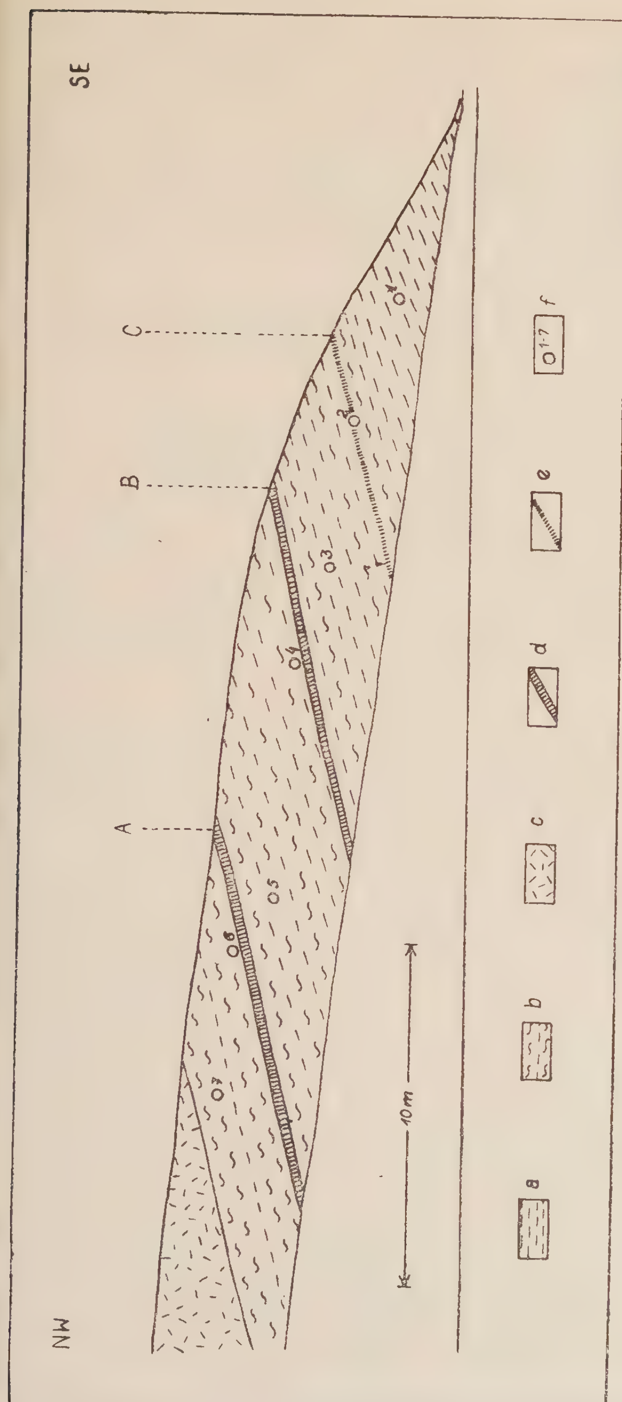



Fig. 2

Odsłonięcie w przekopie drogi koło Krzyżanowic

*a* margle; *b* margle ilaste; *c* iły margliste; *d* gipsy; *e* wkładki zbentonityzowanego tufitu (*A*,*B*; dolna wkładka *C* z materiałem piroklastycznym); *f* miejsca pobrania próbek na mikrofaunę (1-7)

Wśród otwornic na uwagę zasługuje obecność gatunków następujący

*Bolivinoides draco miliaris* Hilt. & Koch.
*Globotruncana arca* (Cush.)
*Globotruncana fornicata* Plummer
*Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli
*Globotruncana marginata* (Reuss)
*Gümbelina globulosa* (Ehrenb.)
*Stensiöina pommerana* Brotzen

Fauna ta wskazuje na kampański wiek opisywanych margli kre wych. Kontakt osadów mioceńskich z kredowym podłożem nie jest widoczny.

W odległości około 150 m na NW od skrzyżowania droga prowadz do odkrywki gipsów nieco się podnosi i w przekopie tej drogi odsłani się margle i margliste iły mioceńskie oraz gipsy (fig. 2). Cała seria o dów mioceńskich pochylona jest pod kątem około 15° w kierunku na N

W spągu, we wschodniej części przekopu, odsłaniają się żółtawo-sz dość zwięzłe margle. Na mokro są one bardzo plastyczne. Zarówno zwietrzałych powierzchniach, jak i na świeżych przełamach znaleźć n na liczne skorupy i ułamki skorup małżów, najczęściej przegrzebk rzadziej ostryg.

Ku górze margle przechodzą stopniowo w iły margliste, przy c barwa ich zmienia się na szarą i jasnoszarą. Na mokro są one bardzo p styczne i łatwo się lasują. Ilość fauny zmniejsza się ku górze bardzo raźnie; w wyższych częściach profilu można znaleźć jedynie nielic małe i niezbyt dobrze zachowane skorupki małżów. Ogólna miąższość i marglistych i margli odsłoniętych w przekopie wynosi około 15 m.

Wśród marglistych iłów wyróżniają się dwie warstewki zbent tyzowanego tufitu [1]. Jest to skała na mokro zupełnie plastyczna, ba szaro-niebieskiej, po wyschnięciu staje się sypka i jaśnieje. Miejsc widoczne są drobne, żółte, żelaziste naloty. Grubość obu wkładek zmienna i waha się w granicach 4-8 cm.

W profilu dolna wkładka tufitowa (fig. 2-B) znajduje się 8 m po najniższą odsłoniętą warstwą margli, górna wkładka (fig. 2-A) — o 4 m ponad dolną. Litologicznie tufity z obu wkładek nie wykazują ż nych różnic.

Pod dolną wkładką tufitu w marglistym ile można zauważyć d gęsto rozsiane drobne kryształki gipsu. Powyżej, między dolną a gó wkładką, kryształki gipsu występują bardzo rzadko lub nie ma ich w dopiero ponad górną wkładką tufitu ilość ich znowu wzrasta.

---

[1] Szczegółową analizę petrograficzną tych wkładek wykonał dr W. P choniak (p. niżej w części petrograficznej).

Na opisanej serii margli i marglistych iłów, w najwyższej (zachod-iej) części przekopu leżą grubokrystaliczne gipsy z drobnymi, często oczewkowatymi wkładkami iłów.

Po przeszlamowaniu szeregu próbek z margli i z iłów marglistych można było stwierdzić, że obok bogatej mikrofauny otwornic występują ι ułamki skorup mięczaków (głównie małżów), kolce jeżowców, małżo-aczki, otolity i zęby ryb oraz gips, glaukonit, piryt, ziarna kwarcu itd. (ab. 2).

Tabela 2

miany w ilości niektórych składników margli i iłów marglistych z Krzyżanowic

| Nry próbek | Piryt | Obtoczone ziarna kwarcu | Piroklastyczne kwarce i biotyt | Glaukonit | Gips | Liczba gatunków otwornic | Ułamki skorup mięczaków | Kolce jeżowców |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 7 | — | I | — | — | V | 33 | — | I |
| 6 | — | II | — | — | IV | 44 | I | I |
| 5 | — | II | | I | I | 47 | II | III |
| 4 | — | II | — | I | II | 52 | II | II |
| 3 | — | III | — | III | III | 36 | III | II |
| 2 | — | I | III | I | I | 70 | II | II |
| 1 | I | II | — | — | — | 71 | IV | I |

Liczby rzymskie oznaczają częstość występowania: I — pojedyncze egzemlarze, II — rzadko, III — dość licznie, IV — licznie, V — masowo.

Ilość ułamków skorupek małżów zmniejsza się wyraźnie ku górze, o pokrywa się z ogólnym ubożeniem fauny. Nieco inaczej jest z kolcami eżowców, które najliczniej pojawiają się w środkowej części profilu. Małżoraczki, otolity i zęby ryb znaleźć można w każdej próbce w pojeynczych egzemplarzach.

Ziaren pirytu jest bardzo mało; występują one wyłącznie w najiższej próbce (próbka nr 1).

Większą uwagę warto zwrócić na zmiany ilości gipsu w poszczególych próbkach. W dolnej części profilu (próbki nr 1 i 2) gipsu jest barzo niewiele, dopiero pod niższą wkładką tufitu (fig. 2-B) — (próbka nr 3) ość jego wyraźnie się zwiększa. W przeszlamowanym materiale występują liczne, dobrze wykształcone kryształki wielkości do 3 mm. W natępnych dwóch próbkach (próbki nr 4 i 5) gipsu jest bardzo niewiele dopiero ponad wyższą wkładką tufitu (fig. 2-A) w próbkach 6 i 7 kryztałki gipsu występują masowo.

Glaukonitu jest na ogół bardzo mało i jedynie w trzeciej próbce jest n dość licznie reprezentowany.

Fauna otwornic rozmieszczona jest w profilu niezbyt jednolic w tych próbkach, w których wzrasta ilość gipsu, fauna ta wyraźnie ub żeje, zarówno pod względem liczby gatunków jak i liczby osobnikó (fig. 3).

Jak widać, w opisywanym profilu poniżej dolnej wkładki tufitu ( zaznacza się silne wzbogacenie osadu w gips, odpowiadające przypuszcza nie okresowi słabej sedymentacji chemicznej. Jednocześnie obserwujem wzrost ilości glaukonitu i ubożenie fauny otwornicowej. Podobne zjaw sko ubożenia tej fauny w miarę zwiększania się ilości gipsu w osadzie o serwować można w górnej części opisywanego profilu (fig. 3) w pró kach nr 6 i 7.

Wśród przeszlamowanego materiału można wyróżnić dwa rodza ziaren kwarcu. Jedne z nich noszą na sobie wyraźne cechy obróbki m chanicznej: są one zwykle dość dobrze obtoczone, czasem o matowy i porysowanych powierzchniach. Wielkość ich waha się w granicach 0, 1,5 mm. Stosunkowo najliczniej występują one w próbce nr 3.

Natomiast w próbce nr 2 obok obtoczonych ziaren kwarcu spotk można ziarna o szklistym połysku i ostrych krawędziach, bez śladów j kiejkolwiek obróbki mechanicznej. Wśród nich trafiają się idiomorfi

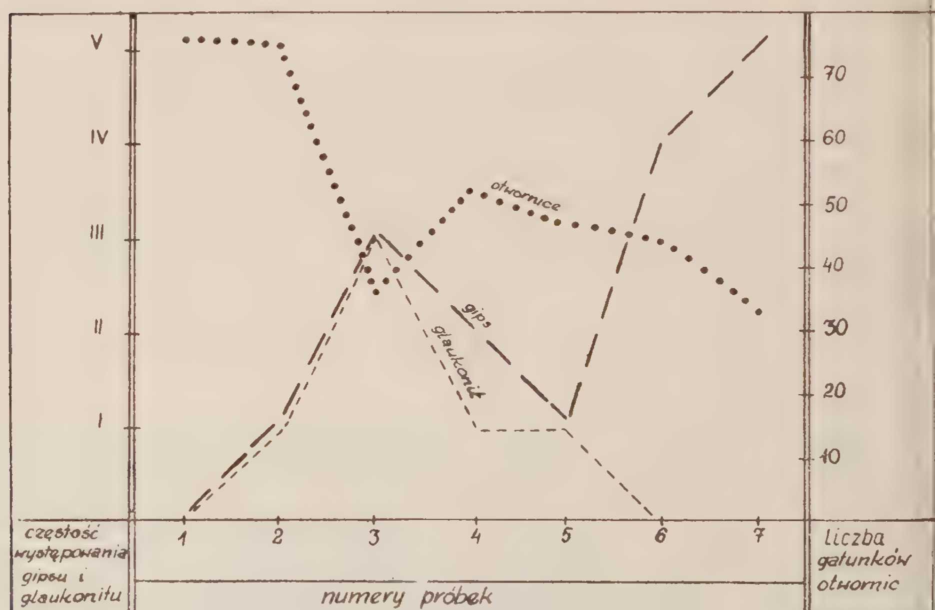



Fig. 3
Ilościowy wykres występowania gipsu, glaukonitu i otwornic w profilu w Krzyża nowicach
Grubą linią przerywaną oznaczony jest gips, cienką — glaukonit, linią kropkowaną otwornice

nie wykształcone kryształki kwarcu (bipiramidy heksagonalne) lub odłupki, na których zachowały się niektóre ściany krystalograficzne.

Obok opisanych ziaren kwarcu w próbce nr 2 występują również liczne blaszki biotytu.

Występowanie tego typu ziaren kwarcu oraz blaszek biotytu może nasunąć podejrzenie, że mamy tu do czynienia z trzecią, najniższą wkładką tufitową (fig. 2-C) [2]. Litologicznie nie wyróżnia się ona zupełnie od otaczających skał (margli), co można by tłumaczyć tym, że materiał piroklastyczny występuje tu w stosunkowo niewielkiej ilości i jest bardzo rozproszony wśród marglisto-ilastego osadu.

## ROZMIESZCZENIE UTWORÓW TUFOGENICZNYCH W OSADACH MIOCENU POŁUDNIOWEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Utwory tufogeniczne występują dość powszechnie wśród morskich osadów miocenu w zapadlisku przedkarpackim, w okolicach Krakowa i na Śląsku. W rejonie Bochni tworzą one w wielu miejscach wkładki wśród warstw chodenickich. Wyniki szczegółowego opracowania tych wkładek podał ostatnio W. Parachoniak *(19)*. Warto zaznaczyć, że podobnie jak w okolicach Pińczowa, tak i koło Bochni utwory tufogeniczne występują wśród osadów dolnego tortonu.

W miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znamy dziś kilka stanowisk tufitów i bentonitów. J. Samsonowicz (*21*, s. 137) podał, że wśród iłów krakowieckich oraz wśród piaszczystych osadów tortonu:

„stwierdzono w wielu miejscowościach (np. Opoka nad Wisłą, okolice Wiśniowej pod Bogoryją i inne) wkładki warstwowe bentonitu, będące sedymentem tufogenicznym utworzonym z popiołów wulkanicznych, wyrzuconych zapewne przez wulkany, które podówczas działały na zagórzu Karpat".

W okolicach Pińczowa, poza opisanym odsłonięciem pod Krzyżanowicami, bentonity mioceńskie znane są z okolic Chmielnika [3] (fig. 4). Występują one tu na dość znacznej przestrzeni między Chmielnikiem a wsią Zrecze tworząc jedną lub dwie parocentymetrowe wkładki wśród iłów i marglistych iłów tortońskich.

Ze względu na brak szczegółowych opracowań stratygraficznych trudno jest stwierdzić, czy wspomniane wkładki skał tufogenicznych

---

[2] Zupełnie podobne ziarna oraz kryształki kwarcu znalezione zostały we wkładkach tufitowych w miocenie okolic Krakowa; można je tam uznać za kwarce pochodzenia piroklastycznego. Szczegółowy ich opis stanowić będzie przedmiot osobnego opracowania.

[3] Wzmiankę tę przytaczam według ustnej informacji udzielonej mi przez mgra D. Panek, która opracowała występowanie tych bentonitów.

z Chmielnika odpowiadają dolno-tortońskim tufitom z Krzyżanowic, c
też są one odpowiednikami tufitów znanych z osadów górnego tortonu
Na uwagę zasługuje jeszcze występowanie bentonitów w osada
dolnego tortonu w Kijach (około 11 km na północ od Pińczowa). Są
białe i lekkie bentonity z drobnymi limonitycznymi nalotami, które w
doczne są pod lupą na świeżym przełamie skały. Prof. dr W. Krach, o
którego otrzymałem próbkę tego bentonitu [5], opracował faunę mioceńsk
znalezioną w profilu w Kijach stwierdzając, że wspomniane bentoni
tworzą wkładkę wśród marglistych iłów dolno-tortońskich, odpowiad
jących wiekowo warstwom baranowskim (podgipsowym a nadlitotam
niowym). W związku z tym można sądzić, że wkładka bentonitu w K
jach odpowiada jednej z wkładek zbentonityzowanych tufitów znalezi
nych w profilu koło Krzyżanowic.

Tak więc w okolicach Pińczowa znamy dziś trzy stanowiska mi
ceńskich utworów tufogenicznych (fig. 4). Można jednak przypuszcza

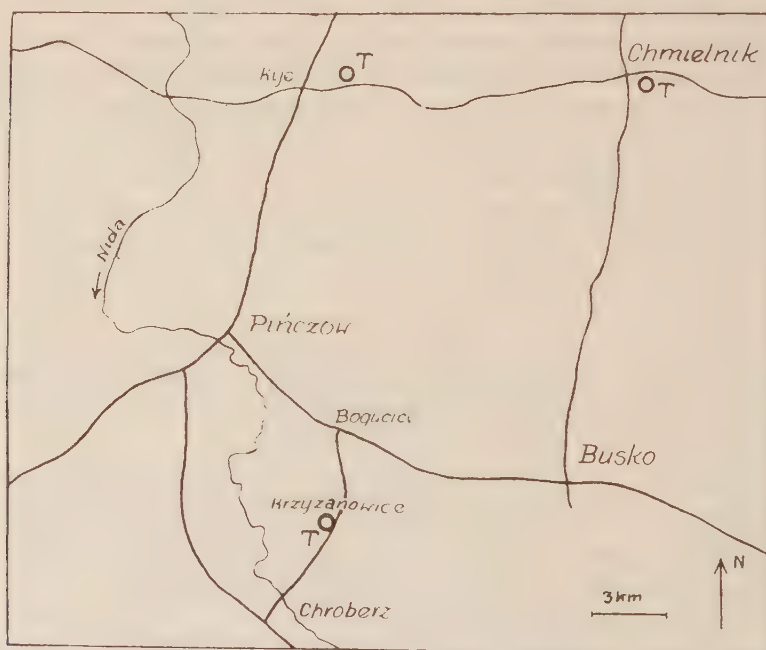



Fig. 4
Mapka występowania tortońskich osadów tufogenicznych *(T)* w okolicach Pińczow

---

[4] Na posiedzeniu naukowym Polskiego Towarzystwa Geologicznego w dni 9.I.1956 r. w Krakowie mgr R. Gradziński podał wiadomość o znalezieniu bentonit wśród górno-tortońskich iłów w okolicach Proszowic.

[5] Pragnę na tym miejscu podziękować prof. drowi W. Krachowi za wiadomoś o występowaniu bentonitu w Kijach i o jego pozycji stratygraficznej.

e utwory te występują tu powszechnie, a jedynie zły stan odsłonięć i niłe rozmiary wkładek z materiałem piroklastycznym spowodowały, że ie zwrócono na nie dotychczas baczniejszej uwagi.

## STUDIA NAD MIKROFAUNĄ

W marglach i w marglistych iłach mioceńskich odsłoniętych w przekopie drogi koło Krzyżanowic występuje bogata mikrofauna otwornic, której można było oznaczyć 118 gatunków.

Niektóre gatunki znaleźć można we wszystkich próbkach, inne występują wyłącznie w dolnej lub wyłącznie w górnej części profilu. Biorąc pod uwagę te ostatnie oraz częstość występowania niektórych innych atunków, można wyróżnić dwa charakterystyczne zespoły otwornic 'ig. 5).

Oprócz otwornic mioceńskich znaleziona została jedna forma kredo- 'a: *Globotruncana ventricosa* White, która zapewne dostała się do mio-eńskiego osadu z rozmywanych w tym czasie górno-kredowych margli.

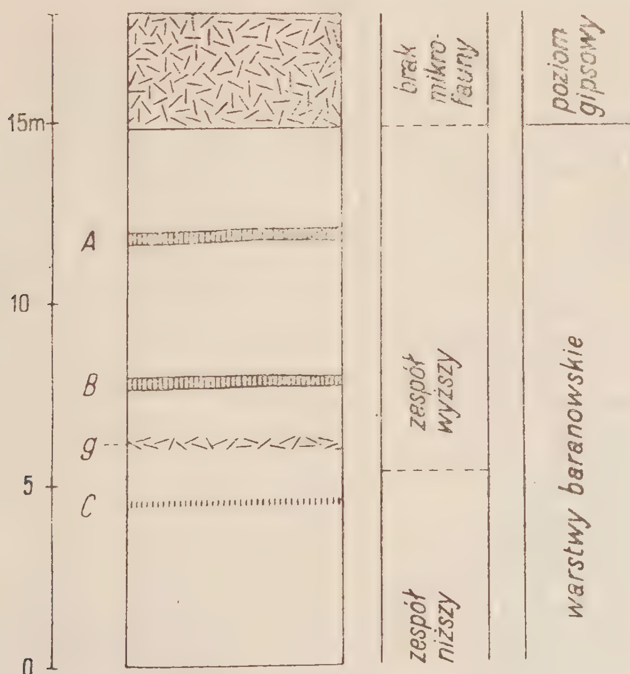



Fig. 5

Profil stratygraficzny osadów dolnego tortonu z Krzyżanowic

*A. B, C* — wkładki utworów tufogenicznych; *g* wzbogacenie osadu w gips

Spis oznaczonych otwornic mioceńskich przedstawia się nas-
pująco (częstość występowania — p. tabela 2 na str. 307):

| Gatunki | Próbki | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | [illegible] |
| *Amphimorphina haueriana* Neugeb. | I | | | I | I | I | |
| *Amphistegina lessoni* d'Orb. | I | | | | | | |
| *Bolivina antiqua* d'Orb. | II | | | I | | | |
| *Bolivina dilatata* Reuss | II | I | | | | | |
| *Bolivina polonica* Bieda | | I | | | | | |
| *Bulimina aculeata* d'Orb. | | | | | | | |
| *Bulimina echinata* d'Orb. | | | | | | | |
| *Bulimina elongata* d'Orb. | | I | II | I | I | I | [illegible] |
| *Bulimina elongata* d'Orb. var. *subulata* Cush. & Park. | I | II | II | II | I | II | [illegible] |
| *Bulimina inflata* Segu. | | I | | I | I | II | |
| *Bulimina ovata* d'Orb. | | | | I | I | I | |
| *Bulimina pupoides* d'Orb. | | | | | I | | |
| *Bulimina striata* d'Orb. | | I | | III | III | III | [illegible] |
| *Cassidulina crassa* d'Orb. | I | | | | I | I | |
| *Cassidulina oblonga* Reuss | I | I | | | | | |
| *Cassidulina punctata* Reuss | | | I | | | | |
| *Cassidulina subglobosa* Brady | II | | | I | | I | |
| *Cibicides boueanus* (d'Orb.) | II | I | I | I | I | I | |
| *Cibicides lobatulus* (Walk. & Jac.) | I | II | II | II | I | I | [illegible] |
| *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.) | IV | II | I | I | I | I | |
| *Cibicides ungerianus* (d'Orb.) | | I | II | I | I | | |
| *Cibicides ungerianus* (d'Orb.) var. *ornata* (Cush.) | I | I | I | III | III | III | [illegible] |
| *Dentalina communis* d'Orb. | | II | | | | | |
| *Dentalina roemeri* (Neugeb.) | | | | | I | | |
| *Dentalina soluta* (Reuss) | | I | I | | | | |
| *Dimorphina variabilis* (Neugeb.) | II | II | I | | I | | |
| *Ehrenbergina serrata* (Reuss) | | II | | | | | |
| *Elphidium crispum* (Linné) | I | | | | | | |
| *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.) | I | | | | | | |
| *Entosolenia marginata* (Montagu) | | | I | | | | |
| *Eponides dutemplei* (d'Orb.) | I | | I | | | | |
| *Eponides haidingeri* (d'Orb.) | II | I | I | | | | |
| *Eponides praecinctus* (Karr.) | II | II | | | | | |
| *Eponides schreibersii* (d'Orb.) | I | II | | | | | |
| *Eponides spiratus* Łuczk. | II | II | II | | | | |
| *Glandulina laevigata* (d'Orb.) | | I | | I | | I | |
| *Globigerina bulloides* d'Orb. | I | II | I | I | I | II | |
| *Globigerina concinna* Reuss | | III | | I | | I | |
| *Globigerinella aequilateralis* (Brady) | | I | | | I | | |
| *Globigerinoides triloba* (Reuss) | II | II | | I | II | II | |
| *Globorotalia scitula* Brady | I | V | | | | | |

| Gatunki | Próbki | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| *Globulina gibba* (d'Orb.) | I | | | I | I | | I |
| *Globulina spinosa* d'Orb. | | | | | | I | |
| *Guttulina austriaca* d'Orb. | II | I | | I | I | I | I |
| *Guttulina oblonga* (d'Orb.) | I | | | | | | |
| *Gyroidina soldani* d'Orb. | II | I | | | | | |
| *Hopkinsina compressa* (Cush.) | II | | | | | | |
| *Karreriella bradyi* (Cush.) | | III | | | | | |
| *Karreriella gaudryinoides* (Forn.) | | II | | I | I | I | |
| *Lagena hispida* Reuss | I | I | | | | | |
| *Lenticulina gibba* (d'Orb.) | I | I | | I | I | | |
| *Liebusella rudis* (Costa) | I | I | | I | | | |
| *Lingulina costata* d'Orb. | I | | | | | | |
| *Marginulina glabra* d'Orb. | | I | | | | | |
| *Marginulina hirsuta* d'Orb. | II | | | | | | |
| *Martinotiella communis* (d'Orb.) | I | | | | | | |
| *Nodogenerina adolphina* (d'Orb.) | I | I | I | I | I | I | I |
| *Nodogenerina elegans* (d'Orb.) | I | III | | I | | I | |
| *Nodogenerina neudorfensis* (Toula) | II | II | I | I | | | |
| *Nodogenerina perversa* (Neugeb.) | I | | | | | | |
| *Nodosaria exilis* Schwag. | I | | | I | | I | |
| *Nodosaria radicula* (Linné) | I | | | | | | |
| *Nodosaria rudis* d'Orb. | | | | I | I | I | I |
| *Nodosaria simplex* Silv. | | I | | | | I | |
| *Nodosaria vertebralis* (Batsch) | I | I | | | | | |
| *Nonion boueanum* (d'Orb.) | I | I | | | I | | |
| *Nonion pompilioides* (Ficht. & Moll). | II | II | II | III | III | III | II |
| *Nonion scapha* (Ficht. & Moll) | II | I | | | | | |
| *Nonion umbilicatulum* (Montagu) | I | I | I | II | I | I | I |
| *Orbulina bilobata* (d'Orb.) | | II | | | | | |
| *Orbulina universa* Jedl. | I | V | | I | | I | |
| *Planularia antilea* (Cush.) var. *ostravensis* Vašiček | | I | | | | | |
| *Planularia reniformis* (d'Orb.) | | I | | | | | |
| *Plectofrondicularia digitalis* (Neugeb.) | I | | | | | | |
| *Plectofrondicularia inaequalis* (Costa) | I | | | | | | |
| *Pullenia bulloides* (d'Orb.) | I | I | I | I | I | I | I |
| *Pullenia miocenica* Kleinpell | | | III | II | III | III | III |
| *Pullenia quinqueloba* (Reuss) | | I | I | I | I | I | |
| *Pullenia sphaeroides* (d'Orb.) | | | I | I | I | | |
| *Reussella spinulosa* (Reuss) var. *laevigata* Cush. | I | | | | | | |
| *Robulus ariminensis* (d'Orb.) | | I | | | | | |
| *Robulus calcar* (Linné) | I | I | | | | | |
| *Robulus costatus* (Ficht. & Moll) | | I | | | | | |

| Gatunki | Próbki | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| *Robulus cultratus* (d'Orb.) | I | I | | | | | |
| *Robulus echinatus* (d'Orb.) | | I | | | | | |
| *Robulus inornatus* (d'Orb.) | III | III | I | I | I | I | |
| *Robulus papillosus* (Ficht. & Moll) | I | | | | | | |
| *Robulus vortex* (Ficht. & Moll) | I | I | | I | | | |
| *Rotalia beccari* (Linné) | I | | | | | | |
| *Siphonina fimbriata* Reuss | I | I | | | | | |
| *Siphonodosaria hirsuta* (d'Orb.) | I | II | | | | | |
| *Siphonodosaria longiscata* (d'Orb.) | | | | III | II | I | |
| *Siphonodosaria verneuilli* (d'Orb.) | I | III | | II | I | I | |
| *Sphaeroidina bulloides* d'Orb. | 1 | I | III | II | II | II | III |
| *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.) | III | II | I | I | I | I | I |
| *Textularia abbreviata* d'Orb. | II | | | | | | |
| *Textularia spinulosa* (Reuss) | I | | | | | | |
| *Uvigerina bellicostata* Łuczk. | I | | | | | | |
| *Uvigerina aculeata* d'Orb. | | I | | I | | I | |
| *Uvigerina acuminata* Hosius | I | | | | | | I |
| *Uvigerina asperula* Czjzek | | | I | III | II | IV | III |
| *Uvigerina brunensis* Karrer | | | I | I | I | | |
| *Uvigerina costata* Bieda | II | II | | I | | | |
| *Uvigerina hispido-costata* Cush. & Todd | | II | II | II | II | I | |
| *Uvigerina hosiusi* T. Dam & Reinh. | — | | II | I | I | | I |
| *Uvigerina hovei* Garrett | I | | | | | | |
| *Uvigerina laeviculata* Cor. & Riv. | | | I | I | I | II | I |
| *Uvigerina mediterranea* Hofker | | | | | | | II |
| *Uvigerina pudica* Łuczk. | | | | | I | | |
| *Uvigerina pygmaea* d'Orb. | I | I | I | I | II | II | I |
| *Uvigerina striata* (Schwag.) | | | III | II | III | I | |
| *Uvigerina rutila* Cush. & Todd | I | I | I | II | II | II | II |
| *Vaginulina legumen* (Linné) | I | I | | | | | |
| *Valvulineria complanata* (d'Orb.) | | | I | II | II | II | I |
| *Virgulina complanata* Egger | I | I | | | | | |
| *Virgulina schreibersiana* Czjzek | I | I | I | I | I | I | |
| *Vulvulina pennatula* (Batsch) | | I | | | | | |

Najbogatszy zespół otwornic (71; 70 gatunków) występuje w dolnej części profilu (próbki nr 1 i 2). Ponad tym zespołem w próbce nr 3 pojawia się dużo kryształków gipsu i jednocześnie mikrofauna jest stosunkowo uboga (36 gatunków). Powyżej, w próbce nr 4, zespół jest znowu dość bogaty (52 gatunki) a ku górze, w miarę wzrostu ilości gipsu w osadzie, mikrofauna ponownie ubożeje (47-44-33 gatunki w próbce — p. fig. 3).

W iłach, tworzących drobne wkładki wśród gipsów odsłaniających się w górnej (zachodniej) części przekopu, otwornic nie ma prawie zupeł-

ie. Jedynie czasami można tu znaleźć pojedyncze okazy należące zawyczaj do rodzaju *Bulimina* lub *Uvigerina*.

Zespół występujący w dolnej części profilu (w próbkach 1 i 2) odznaza się zarówno dużą ilością gatunków jak i dużą liczbą osobników. Z gaunków, które szczególnie dobrze charakteryzują ten zespół, należy wymienić:

*Dimorphina variabilis* (Neugeb.)
*Ehrenbergina serrata* (Reuss)
*Eponides haidingeri* (d'Orb.)
*Eponides praecinctus* (Karrer)
*Eponides schreibersii* (d'Orb.)
*Globorotalia scitula* Brady
*Gyroidina soldani* d'Orb.
*Hopkinsina compressa* (Cush.)
*Karreriella bradyi* (Cush.)
*Liebusella rudis* (Costa)
*Lingulina costata* d'Orb.
*Marginulina hirsuta* d'Orb.
*Nodogenerina neudorfensis* (Toula)
*Nodosaria simplex* Silv.
*Planularia antilea* (Cush.) var. *ostravensis* Vaš.
*Planularia reniformis* (d'Orb.)
*Plectofrondicularia digitalis* (Neugeb.)
*Plectofrondicularia inaequalis* (Costa)
*Robulus ariminensis* (d'Orb.)
*Robulus calcar* (Linné)
*Robulus costatus* (Ficht. & Moll)
*Robulus cultratus* (d'Orb.)
*Robulus echinatus* (d'Orb.)
*Robulus papillosus* (Ficht. & Moll)
*Robulus vortex* (Ficht. & Moll)
*Siphonodosaria hirsuta* (d'Orb.)
*Uvigerina costata* Bieda
*Vaginulina legumen* (Linné)
*Vulvulina pennatula* (Batsch)

Ponadto niektóre inne gatunki występują tu bardzo licznie lub nawet masowo, a w wyższej części profilu pojawiają się tylko w pojedynczych okazach i w związku z tym mogą również zostać uznane za charakterystyczne. Są to:

*Cibicides pseudoungerianus* (Cush.)
*Globigerina concinna* Reuss
*Orbulina universa* Jedl.
*Robulus inornatus* (d'Orb.)
*Siphonodosaria verneuilli* (d'Orb.)
*Spiroplectamina carinata* (d'Orb.)

Jak widać, zespół ten odznacza się obecnością stosunkowo licznych przedstawicieli rodziny Lagenidae oraz dużą liczbą otwornic planktonicznych jak *Globorotalia scitula* Brady i *Orbulina universa* Jedl. (pl. I, fig. 1).

Zupełnie podobne zespoły występują w wielu miejscach w spągu iłów mioceńskich. W okolicach Racławic np. koło Miechowa zespół taki pojawia się w spągu marglistych iłów leżących na piaskach heterosteginowych (pl. II, fig. 1). W. Krach *(13)* określił te margliste iły jako odpowied-

nik warstw baranowskich (tak jak je ujmuje J. Czarnocki, *3*) z Gór Świętokrzyskich.

W okolicach Krakowa takie same zespoły otwornic spotkać możn w spągowej części tzw. „iłów z *Ostrea cochlear*" (Kurdwanów, Bonark Zakrzówek)[6].

Również w Bochni, w tzw. spągowych marglach podsolnych, występuje zupełnie podobny zespół otwornic. E. Łuczkowska *(16)* określiła g jako zespół globigerinidowo-lagenidowy.

Można sądzić, że ten zespół otwornic odpowiada również tzw. „spągowemu orbulinetum" opisanemu z okolic Ostrawy przez Vašička *(27, 2* oraz przez Růžičkę i Beneša *(20)*, a także tzw. „faunie lancendorfskie wyróżnionej przez Grilla *(6)* w miocenie austriackim.

Z charakterystycznych gatunków tego zespołu w okolicach Pińczo wa nie została znaleziona jedynie *Planulina wuellerstorfi* (Schwag.), moż liwe jednak, że występuje ona nieco poniżej poziomu próbki nr 1, spą bowiem margli mioceńskich nie był tu odsłonięty.

Na podkreślenie zasługuje fakt występowania najniższej wkład z materiałem piroklastycznym (wkładka C) w obrębie tego niższego zespo łu otwornic oraz pojawienie się stosunkowo dużej ilości gipsu bezpośre nio ponad omawianym zespołem (fig. 5). Nie jest wyłączone, że to wzbo gacenie osadu w gips (próbka nr 3, fig. 5-*g*) odpowiada pierwszej (niższe „zonie bezorbulinowej" opisanej przez Růžičkę i Beneša *(20)* z okol Ostrawy. Przemawiają za tym podobne zespoły otwornic oraz podobna sy tuacja w profilu stratygraficznym.

W wyższej części profilu w okolicach Krzyżanowic skład mikro fauny wyraźnie się zmienia. Wiele gatunków zanika zupełnie, pojawia ją się za to nowe, nieznane z zespołu niższego. Na ogół przeważają t uwigeriny, buliminy i pullenie, bardzo nielicznie reprezentowane są na tomiast robulusy i eponidesy, pospolite w zespole niższym. Zmniejsza si również liczba otwornic planktonicznych (pl. I, fig. 2).

Z gatunków charakterystycznych dla tego wyższego zespołu moż na podać:

*Bulimina ovata* d'Orb.
*Bulimina striata* d'Orb.
*Nodosaria rudis* d'Orb.
*Pullenia miocenica* Kleinpell
*Siphonodosaria longiscata* (d'Orb.)
*Uvigerina asperula* Czjzek
*Uvigerina brunensis* Karrer
*Uvigerina hosiusi* F. Dam & Reinh
*Uvigerina laeviculata* Cor. & Ri
*Uvigerina striata* (Schwag.)
*Valvulineria complanata* (d'Orb.)

[6] Wyniki prac nad zespołami otwornic w miocenie okolic Krakowa prze stawione będą w osobnej publikacji.

Z innych gatunków, które szczególnie licznie występują w opisywanym zespole, na uwagę zasługują jeszcze:

*Cibicides ungerianus* (d'Orb.) var. *ornata* (Cush.)
*Sphaeroidina bulloides* d'Orb.

Podobne zespoły otwornic spotkać można w wyższej części tzw. „iłów z *Ostrea cochlear*" w okolicach Krakowa oraz w obrębie iłów formacji solonośnej Wieliczki i Barycza. Na Śląsku taki sam buliminowo-uwigerinowy zespół występuje w iłach nieco poniżej poziomu gipsowego (Lędziny, Knurów). Znaczne podobieństwo do tego wyższego zespołu otwornic z Krzyżanowic wykazują również zespoły ze stropowej części warstw chodenickich oraz ze spągu warstw grabowieckich, opracowane przez E. Łuczkowską *(15)*.

Warto podkreślić, że w odsłonięciu koło Krzyżanowic w obrębie wyższego zespołu otwornic pojawiają się dwie wkładki tufogenicznej skały (wkładki A i B — fig. 5), a ponad tym zespołem leży seria gipsów (fig. 5).

Wśród oznaczonych otwornic w najniższej próbce (próbka nr 1) znaleziono nieliczne, niezbyt dobrze zachowane okazy otwornic mioceńskich, które znajdują się tu przypuszczalnie na wtórnym złożu. Warto zaznaczyć, że gatunki te występują pospolicie w starszych osadach mioceńskich (wapienie litawskie, piaski heterosteginowe). Są to:

*Amphistegina lessoni* d'Orb.
*Elphidium crispum* (Linné)
*Elphidium fichtelianum* (Montagu)

Stan ich zachowania odbiega od stanu zachowania innych otwornic, znajdujących się w tej próbce. Wymienione okazy pochodzić mogą ze starszych utworów mioceńskich, np. z wapieni litawskich lub z ich odpowiedników, które mogły ulegać częściowemu rozmywaniu w okresie osadzania się margli odsłoniętych w dolnej części opisywanego przekopu.

Wyróżnione i opisane zespoły otwornic, pochodzące z margli i iłów marglistych z przekopu koło Krzyżanowic (zespół niższy i zespół wyższy — na fig. 5), różnią się bardzo wydatnie od zespołów występujących w starszych osadach mioceńskich (wapienie litawskie, piaski heterosteginowe). Dla porównania podaję spis otwornic wypreparowanych (wyszlamowanych) z próbki tzw. wapienia pińczowskiego, pochodzącej z kamieniołomu w Nowej Wsi koło Pińczowa:

*Amphistegina lessoni* d'Orb.
*Asterigerina planorbis* d'Orb.
*Cibicides lobatulus* (Walk. & Jac.).
*Cibicides pseudoungerianus* (Cush.)

*Elphidium advenum* Cush.
*Elphidium crispum* (Linné)
*Elphidium macellum* (Ficht. & Moll)
*Elphidium fichtelianum* (Montagu)
*Heterostegina costata* d'Orb.
*Rotalia stellata* Reuss
*Rotalia beccari* (Linné)
*Uvigerina pygmaea* d'Orb.

W wymienionym zespole ilościowo na pierwszy plan wybijają się amfisteginy, a także elfidia, asterigeriny i heterosteginy, a więc gatunki które nie występują w zespołach opisanych z margli i iłów marglistych z Krzyżanowic.

## UWAGI O STRATYGRAFII

Dokładny wiek oraz pozycję stratygraficzną margli, iłów marglistych i gipsów, odsłoniętych w przekopie drogi koło Krzyżanowic, można określić na podstawie położenia i wykształcenia litologicznego tych utworów oraz na podstawie bogatej mikrofauny otwornic.

Jednym z ważnych wskaźników stratygraficznych jest tu seria gipsów, leżąca w opisanym profilu ponad iłami marglistymi. Jak wiemy z badań J. Czarnockiego *(1, 3, 4)* i K. Kowalewskiego *(10, 11, 12)*, w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich gipsy występują w obrębie tzw. iłów krakowieckich. Poniżej gipsów znajduje się w wielu miejscach warstewka modiolowo-erwiliowa, a pod nią leżą glaukonitowe piaski i margle, stanowiące odpowiedniki warstw baranowskich z Podola.

W profilu koło Krzyżanowic warstewka modiolowo-erwiliowa nie została znaleziona, natomiast opisane margle i iły margliste odpowiadają dobrze tzw. marglom podgipsowym, wyróżnionym przez K. Kowalewskiego (*11*) jako dolna część iłów krakowieckich. Margle podgipsowe znane są między innymi z okolic Korytnicy i Buska. Zawierają one obfitą faunę małżów, z których największe znaczenie posiadają przegrzebki.

Należy podkreślić, że w marglach odsłoniętych w przekopie drogi koło Krzyżanowic w dolnej części odkrywki znaleziono również liczne przegrzebki.

Na podstawie położenia tych margli i ich wykształcenia litologicznego można więc sądzić, że są to odpowiedniki warstw baranowskich, których wiek określany jest jako górna część dolnego tortonu (J. Czarnocki, *2*, *3*).

Szczegółowe profile utworów mioceńskich z Krzyżanowic (Góra św. Leonarda) oraz z Woli Zagojskiej podał w r. 1935 J. Czarnocki *(3)*. Autor ten nie określił jednak ani charakteru odsłonięć, ani ich dokładnej loka-

izacji, co uniemożliwiło mi bezpośrednie porównanie tych profilów z odsłonięciem w przekopie drogi. Na podkreślenie zasługuje fakt, że w profilu w Górze św. Leonarda według J. Czarnockiego na opoce kredowej leżą margle z heterosteginami i amfisteginami, które ku górze przechodzą w margle glaukonitowe, zawierające faunę charakterystyczną dla warstw baranowskich. Również w profilu w Woli Zagojskiej najniższe położenie wśród osadów mioceńskich zajmują białe margle z heterosteginami i amfisteginami, które, według J. Czarnockiego, są odpowiednikami wapieni litawskich. Na nich leżą margle glaukonitowe z przegrzebkami (warstwy baranowskie), wyżej zaś gipsy. Miąższość warstw baranowskich w obu przytoczonych profilach nie przekracza 4 m.

W marglach odsłaniających się w opisanym przekopie drogi koło Krzyżanowic, mimo przeprowadzenia szczegółowych badań mikrofaunistycznych, nie znaleziono ani jednego okazu *Heterostegina costata* d'Orb., rodzaj zaś *Amphistegina lessoni* d'Orb. był reprezentowany przez jeden zniszczony okaz. Nie zjawiają się tu również zupełnie ani *Asterigerina planorbis* d'Orb., ani *Rotalia stellata* Reuss, znane z wapieni litawskich okolic Pińczowa.

Zespoły otwornic występujące zarówno w wapieniach litawskich i litotamniowych, jak i w piaskach heterosteginowych wykazują duże różnice w stosunku do opisanych dwóch zespołów znalezionych w marglach pod Krzyżanowicami. W związku z tym należy podkreślić, że margle te nie są facjalną odmianą wapieni litawskich.

Ważnym wskaźnikiem do ustalenia pozycji stratygraficznej tych margli jest spągowy (niższy) zespół otwornic, występujący w próbkach nr 1 i 2. Bardzo podobne zespoły spotkać można w dolnej części warstw baranowskich okolic Miechowa (pl. I, fig. 1 i 2; pl. II, fig. 1). W niektórych odsłonięciach widać, jak margle zawierające w spągu ten właśnie zespół otwornic leżą niezgodnie bądź na piaskach heterosteginowych, bądź też wprost na starszym podłożu. Mamy tu zatem do czynienia z zespołem pojawiającym się w początkowym okresie sedymentacji warstw baranowskich, które, zdaniem J. Czarnockiego *(2, 3)*, leżą transgresywnie na różnych starszych utworach.

Występowanie tego zespołu w marglach w dolnej części profilu w przekopie drogi k. Krzyżanowic pozwala stwierdzić, że cała ta seria aż po gipsy reprezentuje warstwy baranowskie (jak je ujmuje J. Czarnocki, *3*).

Jeżeli za górną granicę dolnego tortonu uznamy za J. Nowakiem *(18)* i W. Krachem *(13)* serię gipsową, która by kończyła okres sedymentacji warstw baranowskich, to opisane margle i iły margliste z Krzyżanowic, leżące pod gipsami, można zaliczyć w całości do dolnego tortonu.

Określając wiek opisanej marglisto-ilastej serii osadów ustalam pozycję stratygraficzną utworów tufogenicznych znalezionych koło Krzyżanowic. Należy podkreślić, że rozpatrywane trzy wkładki tufitowe (fig. 5 — A, B i C) występują w obrębie warstw baranowskich, to jest w górnej części dolnego tortonu. Ze względu na to, że ten sam wiek przypisuje się warstwom chodenickim okolic Bochni, można przypuszczać, że przynajmniej najwyższa, jeśli nie dwie górne wkładki tufitowe z Krzyżanowic (A i B) odpowiadają tufitom warstw chodenickich, opracowanym uprzednio przez W. Parachoniaka *(19)*. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że opisane przez E. Łuczkowską *(15)* zespoły otwornic warstw chodenickich z odsłonięć, w których znane są tufity, są bardzo zbliżone do zespołu „wyższego" otwornic z okolic Krzyżanowic.

*Zakład Geologii Fizycznej AGH*
*Kraków, luty 1956*

## Część petrograficzna

*(napisał Włodzimierz Parachoniak)*

Dzięki uprzejmości mgra S. Alexandrowicza otrzymałem do bliższego petrograficznego określenia dwie próbki skały znalezionej przez niego w utworach mioceńskich okolic Krzyżanowic i występującej w postaci dwóch wkładek, które wyraźnie odróżniają się od otaczających iłów marglistych i margli mioceńskich, odsłoniętych w świeżo wykonanym przekopie drogi.

Doraźnie sporządzone mikroskopowe preparaty proszkowe z otrzymanych próbek pozwoliły, między innymi, na stwierdzenie obecności w nich silnie zdewitryfikowanego szkliwa o współczynniku załamania zdecydowanie niższym od balsamu kanadyjskiego i, w ślad za tym — na określenie tych wkładek jako utworów pochodzenia tufogenicznego.

Obie próbki (próbka A i B z odpowiednich wkładek A i B na fig. 2) pochodzące z dwóch nadległych wkładek oddzielonych serią iłów marglistych, reprezentują skałę barwy jasnoszarej, z odcieniem niebieskawym (w stanie suchym), bardzo drobnoziarnistą, kruchą, słabo reagującą z HCl, o słabo zaznaczającej się teksturze warstwowej. Wysuszone próbki po zanurzeniu w wodzie pęczniały i łatwo się lasowały. Jedynym składnikiem, dającym się wyróżnić megaskopowo, były drobne blaszki biotytu (średnicy do 0,25 mm). Poza tym w skale występowały drobne gniazda i żyłki gipsu włóknistego (średnicy do 2 mm). W szlifach mikroskopowych (płytkach cienkich) obie próbki dały obrazy bardzo podobne: na tle masy

bentonityzowanego szkliwa, dającego przy skrzyżowanych polaroidach charakterystyczne zbiorowe rozjaśnianie ciemnego pola widzenia, widoczne były drobne blaszki biotytu, dość rzadko rozsiane drobne ziarna skaleni i kwarcu oraz sporadycznie występujące minerały ciężkie i nieprzejrzyste.

W celu stwierdzenia ewentualnej obecności w skale okruchów szkliwa niezdewitryfikowanego, których w płytce cienkiej nie udało się zaobserwować, obie próbki odszlamowano i w ten sposób usunięto ziarna o średnicy poniżej 3 mikronów.

| | Wyjściowa waga suchej próbki w temp. pokojowej | Pozostałość po odszlamowaniu |
|---|---|---|
| Próbka A | 50,00 g | 10,728 g |
| Próbka B | 50,00 g | 8,092 g |

Pozostałości po odszlamowaniu przesiano przez sito (900 oczek na cm²) celem usunięcia gruzełków i okruchów gipsu włóknistego, a następnie sporządzono z nich preparaty proszkowe. Równocześnie z pozostałości po odszlamowaniu wydzielono minerały ciężkie. Jako cieczy ciężkiej użyto bromoformu o c. wł. 2,86.

Przegląd mikroskopowy preparatów sporządzonych z reszty po odszlamowaniu wykazał, że dominującym składnikiem są ziarna zdewitryfikowanego szkliwa; w mniejszej ilości występowały ziarna skaleni, kwarcu i biotytu, sporadyczne były ziarna minerałów ciężkich i nieprzejrzystych.

Wśród okruchów przeważnie silnie zdewitryfikowanego szkliwa wyjątkowo spotkać można było ziarna niezmienione, optycznie izotropowe. Ziarna te reprezentowały wszystkie znane z występowania w tufitach odmiany (por. M. Kamieński, *8*, S. Kreutz i M. Jurek, *14*, W. Parachoniak, *19*, J. Tokarski, *25*), tj. szkliwo obsydianowe, pumeksowe i globulite (pl. II, fig. 2 i 3). W okruchach szkliwa typu obsydianowego często spotkać można było drobne, bliżej nieoznaczalne krystality. W jednym przypadku w okruchu szkliwa zaobserwowano blaszkę biotytu wykształconą idiomorficznie, o pokroju sześciobocznym, co pozwoliło stwierdzić piroklastyczne pochodzenie tego biotytu. W kilku przypadkach ziarna szkliwa miały strukturę drobnosferolityczną. Spotkane ziarna kwarcu były przeważnie ostrokrawędziste, rzadziej o słabym stopniu obtoczenia. Ziarna skaleni, wśród których brak było osobników zbliźniaczonych, nadających się do oznaczenia, przeważnie były świeże, rzadziej zwietrzałe i zmętniałe. Blaszki biotytu były na ogół schlorytyzowane.

| Skład mineralogiczny frakcji powyżej 3 mikronów (po odszlamowaniu) | Próbka A | Próbka B |
|---|---|---|
| Szkliwo (zdewitryfikowane) | 81 % obj. | 83 % obj. |
| Kwarc | 4 | 4 |
| Skalenie | 7 | 7 |
| Biotyt | 4 | 3 |
| Minerały nieprzejrzyste i ciężkie | 4 | 3 |

*Minerały ciężkie*

Stosunki ilościowe we frakcji minerałów ciężkich przedstawiają si[ę] (na podstawie pomiarów planimetrycznych) następująco:

| | Próbka A | Próbka B |
|---|---|---|
| Biotyt | 78,4 % | 48,0 % |
| Granat | 6,0 | 18,0 |
| Cyrkon | 4,0 | 9,3 |
| Turmalin | 0,3 | 2,7 |
| Topaz | 0,3 | 0,7 |
| Rutyl | — | 0,7 |
| Glaukonit | — | 3,3 |
| Min. nieprzejrzyste | 11,0 | 17,3 |

*Próby na odbarwianie*

W celu bliższego jakościowego określenia występującej w skale sub[s]stancji ilastej próbki po usunięciu drobnych okruchów gipsu poddan[o] badaniu na zdolność odbarwiania. Jako barwnik użyty został roztwó[r] wodny błękitu metylenowego, materiałem porównawczym był bentoni[t] pochodzący z okolic Lwowa (J. Tokarski, *22*).

Próby te przeprowadzone przez mgra D. Kęską wykazały, że obi[e] badane próbki w porównaniu ze znanym, wzorcowym bentonitem lwow[]skim wykazują znaczną zdolność odbarwiania.

| Zdolność odbarwiania bentonitu lwowskiego w $cm^3$ wzorcowego roztworu | Próbka A | Próbka B |
|---|---|---|
| 320 | 160 | 250 |

Fakt powyższy wskazuje na znaczny stopień zbentonityzowania ob[u] wkładek skały tufogenicznej.

*Analiza termiczna*

Dla ilościowego oznaczenia głównych składników mineralnych (ilastych) badanych próbek, zostały one poddane analizie termicznej według metody J. Tokarskiego. Bliższe szczegóły dotyczące tej metody oraz sposób interpretacji uzyskanych wyników podane zostały przez wymienionego autora w jego dwóch pracach (J. Tokarski, *23*, *24*).

Wyniki analiz termicznych [7]

| Próbki | Straty w % wag. | | | | Skład mineralny | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 150 | 400 | 500 | 900 | Mont. | Organ. | Kaol. | $CaCO_3$ | Nieakt. |
| A | 8,44 | 0.87 | 0,68 | 3,92 | 58,45 | 0,24 | 2,6 | 2,90 | 35,81 |
| B | 8.90 | 0.78 | 0,71 | 3,60 | 61,74 | 0,06 | 2,7 | 1,83 | 33,67 |

*Vnioski*

W obu dostarczonych do badań próbkach skał, sądząc po zdolno- ciach odbarwiania oraz po wynikach analizy termicznej, głównym skład- ikiem są minerały ilaste grupy montmorilonitu. O naturze tufogenicz- ej badanej skały świadczą zaobserwowane fragmenty szkliwa wulka- icznego (pl. II, fig. 2, 3). Obok materiału piroklastycznego, reprezento- vanego przez wyżej wymienione fragmenty szkliwa, w skale jako do- nieszka detrytyczna występują częściowo obtoczone ziarna kwarcu oraz korupki otwornic. Na podstawie wyżej przytoczonych danych obie prób- ki skał należy określić jako tufit silnie zbentonityzowany.

Należy nadmienić, że we wspomnianych w części geologicznej tego rtykułu bentonitach z okolic Chmielnika znalezione zostały również okruchy szkliwa wulkanicznego, co pozwala stwierdzić, że mamy tam do zynienia również ze zbentonityzowanym tufitem.

We frakcji ciężkich minerałów wyodrębnionych z próbek z Krzy- anowic dominującym składnikiem jest biotyt, a wśród pozostałych daje się zauważyć brak amfibolu. Fakt ten, do którego należy podejść z pew- ą rezerwą wymaganą przy dokonywaniu korelacji na podstawie cięż- kich minerałów, oraz inne uzyskane dane skłaniają nas do sparalelizowa- nia tych utworów z tufitami występującymi w warstwach chodenickich okolic Bochni. Badane skały stanowiłyby ich odmianę silnie zbentoni- tyzowaną.

*Zakład Petrografii AGH*
*Kraków, styczeń 1956 r.*

[7] Ze składników mineralnych obliczono zawartość montmorilonitu, kaolinitu, węglanu wapnia, substancji organicznej oraz składników termicznie nieaktywnych.

7

## SPIS LITERATURY


1. CZARNOCKI J. O budowie geologicznej okolic Buska w związku z kwestią s- lanek (Sur la structure géologique des environs de Busk en rapport avec l. sources salées). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 5. Warszaw 1923.
2. CZARNOCKI J. Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w połud niowej Polsce (Traits fondamentaux de la stratigraphie et de la paléogéogra phie du Miocène de la Pologne méridionale) — Ibidem, nr 36. 1935.
3. CZARNOCKI J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii po skiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen und palaeogeographische Probleme des polnischen Tortons). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol t. VIII, z. 2. Warszawa 1935.
4. CZARNOCKI J. & KOWALEWSKI K. Stratygrafia i wiek iłów krakowieckic okolic Buska i Solca (Sur la stratigraphie et l'âge des argiles de Krakowiec de environs de Busk et de Solec). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol. nr 27. Warszawa 1930.
5. FRIEDBERG W. Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworó Polski (Miocän in Europa und die jetzigen Versuche der Einteilung des Mi cäns von Polen). — Kosmos, t. XXXV, cz. I; t. XXXVII, cz. II, Lwów, 1911, 19
6. GRILL R. Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wie ner Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Oel und Kohle, v. 3 1941.
7. KAMIEŃSKI M. Kilka uwag o bentonitach w Polsce (Quelques remarques sur le bentonites en Pologne). — Arch. Miner. t. XI. Warszawa 1935.
8. KAMIEŃSKI M. O tufach wulkanicznych przedgórza Karpat (Sur les tufs vol caniques de l'avant-pays des Karpates). — Ibidem, t. XII. 1936.
9. KONTKIEWICZ ST. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r w południowej części guberni Kieleckiej. — Pam. Fizjogr. t. II. Warszawa 1882
10. KOWALEWSKI K. Stratygrafia utworów trzeciorzędowych w części południo- wej arkusza Pińczów (Sur la stratigraphie de dépôts tertiaires dans la parti sud de la feuille Pińczów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 15. Warszawa 1926.
11. KOWALEWSKI K. Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi pd.-wschod- niej części arkusza Pińczów (Résultats des recherches sur les sédiments ter- tiaires de la partie SE de la feuille Pińczów). — Ibidem, nr 17. 1927.
12. KOWALEWSKI K. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trze- ciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich (Stratigraphie du Mio- cène des environs de Korytnica en comparison avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de Ste Croix). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 1. Warszawa 1930.
13. KRACH W. Miocen okolic Miechowa (Miocene of the neighbourhood of Mie- chow, Central Poland). — Biull. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 43. Warsza- wa 1947.
14. KREUTZ S. & JUREK M. Pył wulkaniczny opadły w kwietniu 1932 w Buenos Aires (Cendres volcaniques tombées en avril 1932 à Buenos Aires). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VIII, z. 1. Kraków 1932.

ŁUCZKOWSKA E. O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni (Tortonian Foraminifera from the Chodenice and Grabowiec beds in the vicinity of Bochnia). — Ibidem, v. XXIII. Kraków 1955.

ŁUCZKOWSKA E. Z zagadnień stratygrafii mikropaleontologicznej w polskim miocenie. — Przegl. Geol. z. 3. Warszawa 1955.

MAŁKOWSKI ST. O przejawach wulkanizmu w dziejach Gór Świętokrzyskich (Volcanic phenomena in the course of the orogenesis of the St. Cross Mts.). — Acta Geol. Pol. v. IV/1. Warszawa 1954.

NOWAK J. Dniestr a gipsy tortońskie (Der Dniestr Fluss und die Tortonen Gipse). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIV. Kraków 1948.

PARACHONIAK WŁ. Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem (Tortonian facies of tuffites between Tarnów and Bochnia). — Acta Geol. Pol. v. IV/1. Warszawa 1948.

RUŽIČKA B. BENEŠ K. Příspěvek k poznáni ostrávskeho tortonu (A contribution to the knowledge of the Tortonian of Ostrava). — Sborn. Ústř. Ust. Geol., sv. XX, Odd. paleont. Praha 1953.

SAMSONOWICZ J. Cenozoik — okres trzeciorzędowy (rozdział w podręczniku „Zarys geologii Polski"). Warszawa 1952.

TOKARSKI J. Aus der Petrographie der tuffogenen Elemente der Salzformation in Polen. — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cracovie. Kraków 1939.

TOKARSKI J. On the origin of the so-called „bentonite" from Podole and Wołyń. — Ibidem. Kraków 1948.

TOKARSKI J. Principles of the thermal analysis of soils. — Ibidem. Kraków 1951.

TOKARSKI J. Zagadnienie naturalnej klasyfikacji gleb. — Roczniki Glebozn. t. III. Warszawa 1954.

TAKODY L. Der Bentonit von Komlo. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., t. III. f. 1/3. Budapest 1955.

VAŠIČEK M. Moravska neogenní orbulineta a jejich stratigraficke svědectvi. — Věstn. Stat. Geol. Ust. Č. S. R., r. 21. Praha 1946.

VAŠIČEK M. Současny stav mikrobiostratifičeskeho vyzkumu miocennich sedimentu ve wněkarpacke neogenni panvi na Morave. — Sborn. Ústř. Ust. Geol. sv. XVIII. Odd. paleont. Praha 1951.

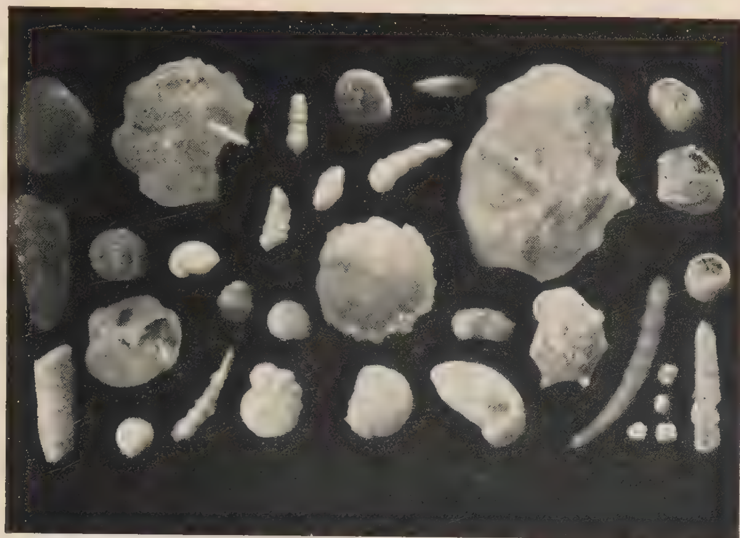


Fig. 1
„Zespół niższy“ otwornic z przekopu koło Krzyżanowic.
Próbka nr 2
× ca. 10



Fig. 2
„Zespół wyższy“ otwornic z przekopu koło Krzyżanowic
Próbka nr 5
× ca. 10



Fig. 1
Zespół otwornic ze spągu warstw baranowskich z Racławic koło Miechowa × ca. 10



Fig. 2
Okruch szkliwa wulkanicznego, odmiana pumeksowa × 250
*Fot. B. Ostrowicki*

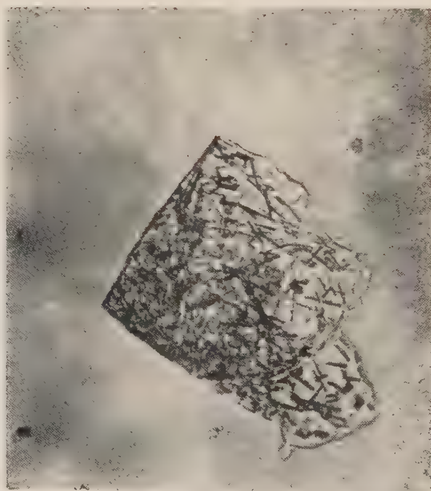


Fig. 3
Okruch szkliwa wulkanicznego z krystalitami × 180
*Fot. B. Ostrowicki*

IESŁAW BARCZYK

# Pizolity jaskiniowe w jednej z grot w Wojcieszowie

REŚĆ: Wstęp — Opis groty w Wojcieszowie — Opis pizolitów — Przegląd dotych-asowych teorii powstawania pizolitów jaskiniowych — Powstawanie pizolitów w grocie wojcieszowskiej — Literatura cytowana

## WSTĘP

Podczas pobytu w Górach Kaczawskich w sierpniu 1954 r. znalazłem raz z mgrem J. Ansilewskim w jednej z jaskiń w wapieniach dolno-kam-ryjskich na stoku góry Połom w Wojcieszowie niewielką liczbę (około 0 sztuk) luźno leżących utworów kulistych, zbudowanych z węglanu apnia o budowie koncentrycznej typu pizolitów. Pizolity w grotach wy-tępują na ogół dość rzadko; Casteret (fide *10*) * podaje, że na 500 zbada-ych pod tym względem grot we Francji znalazł je jedynie w jednej ja-kini w Pirenejach. W Polsce takie utwory nie były dotychczas opisywa-e. Nieokreślone bliżej utwory kuliste znaleziono w Tatrach w jaskini alackiej i Miętusiej *(8)*. Uznano je za konkrecje wapienne analogiczne o kukiełek lessowych. Pizolity jaskiniowe znane są natomiast z jaskiń wiązku Radzieckiego z Okręgu Kizelewskiego, z jaskiń Australii ze sta-u Victoria (Angel Cave, Port Campbell), z jaskiń Chillagoe z Queens-ndu a także i z jaskiń USA np. z jaskini Karlsbadzkiej (stan Nowy leksyk), Katedralnej koło Kolumbii (stan Missouri), Idaho i Blue Mound tan Wisconsin) oraz z kilkunastu innych.

## OPIS GROTY W WOJCIESZOWIE

Wejście do jaskini zostało odsłonięte podczas prac górniczych na łudniowej ścianie X-go poziomu eksploatacyjnego. Jest ono niewiel-ie — ma ca 1 m średnicy. Położone jest w dość niedostępnym miejscu,

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

gdyż około 5 m od podstawy X-go poziomu. Bezpośrednio przy wejśc w glinie zwietrzelinowej znajduje się pod twardą pokrywą nacieków w glanu wapnia dość duża ilość kości zwierząt jaskiniowych. Z występ jących tam form rozpoznałem jedynie zęby niedźwiedzia jaskiniowe (*Ursus spelaeus* Goldf.). Wejście do pieczary stopniowo się rozszer przechodząc w niewielką komorę długości około 6 m, szerokości 3 i wysokości 2,5 m. Komora ta od pozostałej części jaskini odgrodzona je zasłoną zbudowaną z długich cienkich stalaktytów i stalagmitów. Zasł na ta była tak gęsta, że zamykała zupełnie wejście do dalszej części jask ni. Po wyłamaniu niewielkiego przejścia znaleźliśmy się w drugiej a z razem i ostatniej komorze. Długość jej wynosi 14 m, szerokość około 6 m wysokość zaś dochodzi w najwyższym miejscu do 4 m. Komora kształte swym przypomina szeroki korytarz, tym bardziej, że ściany groty bezpo średnio przechodzą tu w strop tworząc łukowate sklepienie. Podłoga ja skini jest bardzo nierówna i nachylona w kierunku wejścia. Jaskinia zw ża się w końcowej części. Zamknięcie jej stanowi niewielka ścianka oko 2 m szerokości. Przy ściance widoczna jest szeroka szczelina idąca w g rę, której zamknięcie znajduje się o 1,5 m wyżej. Szczelina ta tworzy n zbyt wyraźny komin.

Jaskinia wojcieszowska jest typową jaskinią krasową. Obecnie o bywa się w niej proces zapełniania pustej przestrzeni wszelkiego rodza naciekami z $CaCO_3$. Można było tam stwierdzić dobre warunki przewie trzania, dość dużą ilość wilgoci na ścianach oraz niewielkie kałuże n dnie groty. Według Allisona *(1)* dobra wentylacja i obfitość wód z roz puszczonym węglanem wapnia to podstawowe warunki do tworzenia si wszelkiego rodzaju form naciekowych. Jaskinia jest bogata w piękne sta laktyty i liczne stalagmity; poza tym cała powierzchnia ścian i podłog jest wyłożona grubą twardą pokrywą stalagmitową. Mimo to, że pokryt grubą powłoką $CaCO_3$, podłoga nie stanowi gładkiej powierzchni. W wie lu miejscach występują niewielkie garby, prawdopodobnie zaczątki sta lagmitów, znajdują się też dość liczne niewielkie, kilkucentymetrowe średnicy zagłębienia ograniczone niewysokimi ostrokrawędzistymi brze gami o bardzo fantastycznie powyginanych kształtach. Wysokość tyc zagłębień wynosi od 3 do 5 cm. W większości przypadków są one wypeł nione po brzegi wodą. W jednym z takich zagłębień, a właściwie w jed nym zagięciu tego zagłębienia, znajdującego się w podłodze u podnóż tylnej ścianki, znalazłem około 30 sztuk luźno leżących mniej lub więce kulistych pizolitów. Średnica tego miseczkowatego zagięcia wynosiła oko ło 25 cm, głębokość zaś 3 cm. Zagłębienie tworzyło dość wyraźnie wyróż niającą się miseczkę o stosunkowo płaskim dnie i ostrokrawędzistyc brzegach. Wypełnione było po brzegi wodą. Miejscami pizolity wystawa ły ponad poziom wody (p. fig. 1 i 2).

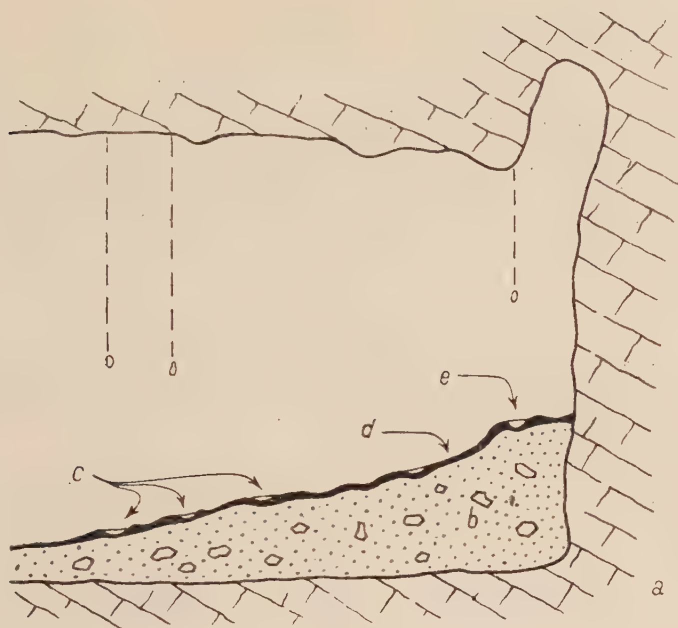



Fig. 1

Przekrój przez końcową część groty w Wojcieszowie, gdzie znaleziono pizolity
wapienie; *b* rumosz; *c* zagłębienia wypełnione wodą; *d* pokrywa wapienna; *e* zagłębienie z pizolitami

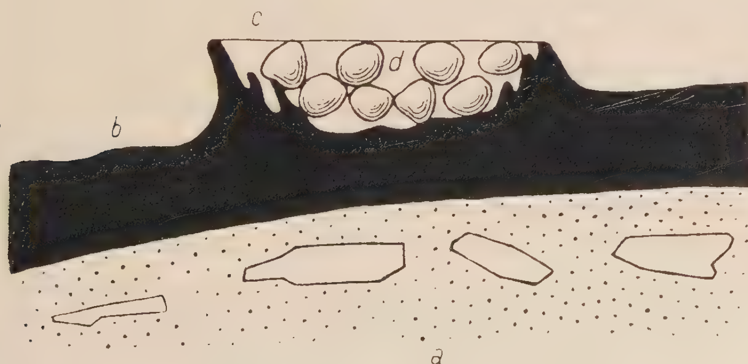



Fig. 2

Przekrój przez zagłębienie wypełnione pizolitami
rumosz; *b* pokrywa wapienna; *c* powierzchnia wody; *d* pizolity 1/6

## OPIS PIZOLITÓW

Pizolity mają przeważnie kształt kulisty o niezbyt równej po wierzchni. Często widzimy na ich powierzchni niewielkie wzgórki lu płytkie wklęsłości, niekiedy bywają one z jednej strony ścięte dają w wyniku płaskie i gładkie ścianki. Większość okazów dzięki powyższym nierównościom nie ma kształtu kul idealnych. Są one przeważnie soczew kowate, cylindryczne, elipsoidalne, a często stanowią asymetryczne bry ki. Dane o kształtach i rozmiarach części posiadanych pizolitów zostały zebrane poniżej w tabeli 1.

Tabela 1

Rozmiary i kształty pizolitów z jaskini w Wojcieszowie

| L. p. | długość mm | szerokość I mm | szerokość II mm | kształt |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 14,8 | 11,6 | 9,0 | stożek spłaszczony |
| 2 | 12,8 | 11,6 | 10,5 | stożek soczewkowaty |
| 3 | 16,1 | 14,6 | 13,5 | asymetryczny |
| 4 | 15,2 | 14,8 | 14,6 | cylindryczny |
| 5 | 12,4 | 11,5 | 11,0 | elipsoidalny |
| 6 | 11,2 | 10,5 | 7,7 | asymetryczny |
| 7 | 11,0 | 9,8 | 10,2 | kulisty |
| 8 | 10,6 | 9,1 | 8.9 | elipsoidalny |
| 9 | 11,4 | 9,0 | 8,9 | cylindryczny |
| 10 | 8,2 | 7,9 | 7,8 | kulisty |
| 11 | 7,8 | 7,5 | 7,4 | kulisty |

Jak wynika z podanych pomiarów, wielkość pizolitów waha si w granicach od 0,7 do 1,6 cm. Powierzchnia ich jest matowa, barwa lek ko rdzawo-żółta. Po dłuższym czasie działania kwasem solnym pizolit ulegają prawie całkowitemu rozpuszczeniu. Cechą bardzo charaktery styczną dla badanych pizolitów jest ich ciężar objętościowy, który wy nosi 1,442 g/cm$^3$ w przeciwieństwie do przeciętnego ciężaru objętościo wego innych nacieków (2,355 g/cm$^3$). Powoduje to ich lekkość. Zanurzo ne w wodzie opadają powoli na dno, lecz niewielkie wzburzenie wody wystarczy, aby pizolity poruszały się swobodnie po całym zbiorniku.

W celu potwierdzenia obserwacji terenowych wykonano następują ce doświadczenie: badane pizolity umieszczono w szalce Petrie'go o śred nicy 10 cm i głębokości 2 cm, a potem zalano wodą równo z krawędziam szalki. Następnie z wysokości 0,5 m puszczano pojedyncze krople wody w odstępach co 15 sek. w celu stwierdzenia, czy pizolity będą się poru szały. Wysokość, z której spuszczano krople, oraz użyty czas, analogiczn do czasu zaobserwowanego w kopalni Idaho przez Mackina *(9)*, zupełni

:ystarczyły do wprowadzenia w ruch kołyszący zanurzonych okazów. 'rzy tym okazało się, że duże okazy podlegały jedynie ruchowi kołyszą- emu, natomiast małe wykonywały nadto ruch obrotowy. Wszystkie pi- olity po rozbiciu wykazywały wyraźną budowę koncentryczną. Z kilku ztuk wykonano szlify mikroskopowe. Na jednym z nich (pl. I, fig. 2*a*) 7idać jądro kalcytowe w postaci płytki, naokoło którego osadzały się 7arstewki: jedne złożone z bezbarwnego, bardzo drobnokrystalicznego bardzo luźno ze sobą spojonego węglanu wapnia, tworzącego porowatą ıasę wapienną, oraz naprzemianległe warstewki ciemne o barwie rdza- ro-żółtej bardziej zbite, zbudowane z węglanu wapnia zabarwionego lenkami żelaza. Ponieważ jądro było płaską płytką, warstwy układały ię w ten sposób, że większa ilość porowatego węglanu wapnia osadzała ię na powierzchniach płaszczyzn, natomiast na krawędziach jądra albo ie osadzał się węglan wapnia w ogóle, albo też w bardzo niewielkich lościach. W miarę narastania warstw okaz przybierał postać coraz bar- lziej kulistą. Warstewki koło jądra i w środkowej części pizolitu są grub- ze, bliżej brzegu stają się cieńsze. Warstewkę grubszą można zaobser- vować wyjątkowo w warstwach brzeżnych. Ma ona na ogół budowę pro- nienistą. Inne okazy (pl. I, fig. 2*b*) nie mają wyraźnego jądra krystali- acji, lecz dookoła niezróżnicowanej substancji jasnej powstają koncen- ryczne nawarstwienia węglanu wapnia, różniące się jedynie zabarwie- ıiem. Czasem zdarza się, że otoczki $CaCO_3$ nie obejmują całego przekro- u pizolitu, lecz tylko jego część. Jest to dowodem, że nawarstwienia nie :awsze tworzyły się równomiernie dookoła całego okazu, lecz otoczki by- y często odkładane częściowo (np. na zewnętrznej części pizolitu wysta- ącej z wody) lub też częściowo ulegały zniszczeniu wskutek ruchu obro- owego pizolitu. Ruch ten powoduje zniszczenie otoczek wskutek tarcia ›kazu o okaz lub o krawędzie zbiornika. W szlifach obliczano liczbę war- tewek, których przeciętnie jest 15 do 20. Obliczenie to nie jest jednak :byt dokładne, ponieważ warstewki dookoła jądra są słabo zaznaczone ub często niekompletne, a dopiero warstewki brzeżne dają się obliczyć lokładnie. Charakterystycznym szczegółem opisywanych okazów jest to, :e zawsze na granicy warstewek mniej wyraźnych z bardziej wyraźnymi vystępuje warstewka pojedyncza lub czasem podwójna o budowie pro- nienistej.

## PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH TEORII POWSTAWANIA PIZOLITÓW JASKINIOWYCH

Literatura omawiająca podobne zjawiska nie jest zbyt bogata. V większości przypadków są to krótkie publikacje, ograniczające się do :wierdzenia istnienia pizolitów i oolitów w jaskiniach. Nieliczne tylko

prace mówią o warunkach powstawania tych pizolitów. Bogatszy nat[...]miast jest dział literatury, obejmujący pewną odmianę oolitów jaskini[...]wych, zwanych „perłami jaskiniowymi" (cave pearls). Nazwa ta zosta[...] nadana pizolitom o charakterystycznym połysku i idealnie okrągły[...] kształcie. Przykładem może być praca Ponda *(11)* opisująca pizolit[...] z amerykańskiej jaskini Blue Mound, zwanej także „cave of the Mounds[...] Jaskinia ta jest utworzona w wapiennych utworach ordowiku. „Perł[...] jaskiniowe" zostały znalezione tam w zagłębieniu na jednej ze ścian pie[...]czary. Znaleziono tam 12 luźno leżących oolitów (dzięki ich niezwykłe[...]mu połyskowi nazwano je właśnie „perłami") oraz 25 sztuk pizolitó[...] drobnych, które uległy scementowaniu i stanowią wapień pizolitowy.

Znalezione przez siebie utwory autor zalicza do oolitów, pomimo ż[...] wymiary ich wynoszą w przekroju od 2,3 do 4,4 mm. Zgodnie jedna[...] z nomenklaturą stosowaną przez Twenhofela *(15)* powinny one nosić na[...]zwę pizolitów, ponieważ ich wymiary przekraczają 2 mm.

Jedną z najlepiej zbadanych jaskiń jest grota Angel Cave w okoli[...]cy Cape Schanck na półwyspie Mornington w stanie Victoria w Austral[...] Jaskinia ta opisana była przez G. Backera i A. C. Frosticka *(2)*. Powsta[...] ona w utworach starszego trzeciorzędu. Posiada liczne stalaktyty i st[...]lagmity oraz bardzo duże ilości konkrecji węglanowych pizolitów i ooli[...]tów. Pizolity znajdowano na dnie pieczary w kieszeniowatych zagłębie[...]niach o średnicy 5 do 60 cm i głębokości od 2 do 10 cm wypełnionyc[...] wodą, do których stale kapała woda ze sklepienia. Znaleziono tam oko[...] 2000 sztuk pizolitów i oolitów. Wielkość tych utworów waha się od 1 mm do 20 mm średnicy. Pizolity drobne zawsze znajdowały się u dołu zbiorni[...]ka, duże natomiast — u góry. Są one zbudowane z węglanu wapnia. Ponieważ występowało ich tam tak dużo i tylko w środkowej części groty, postanowiono przeprowadzić dokładne badania, aby wykryć przyczynę powstawania oolitów w tym właśnie miejscu groty. Stwierdzono, że przyczyną tą jest wyłącznie różnica w koncentracji węglanu wapnia występującego w różnych miejscach groty. Stężenie $CaCO_3$ jest większe w je[...] środkowej części niż przy wejściu, gdzie istniejący w roztworze węglan wapnia zostaje całkowicie zużyty na budowę stalaktytów.

Innym przykładem z jaskiń australijskich są pizolity z pieczary Chillagoe w Queensland. Istniejąca tam jaskinia powstała w utworach paleozoicznych. Jądra krystalizacji pizolitów w niej znalezionych są w większości przypadków zbudowane z maleńkich, o jednym skręcie skorupek ślimaków z rodzaju *Helix*. Skorupki te są inkrustowane węglanem wapnia, na którym bardzo często wykształcają się otoczki tworząc w rezultacie pizolity.

Oolity i pizolity były znajdowane nie tylko w jaskiniach, lecz także w starych kopalniach, np. w kopalni węgla w Szwecji, w kopalni ołowiu

viu w stanie Dakota, w trzech kopalniach w Meksyku i w kilku innych. Najdokładniej opisane są pizolity jaskiniowe z kopalni w Idaho przez r. H. Mackina i H. A. Coombsa *(9)*. Autorom udało się dokładnie ustalić wiek tych utworów. Stwierdzili oni, że kopalnia została założona między 901 a 1908 r., pizolity zaś były w niej znalezione w r. 1943, czyli że okres ich powstawania waha się w granicach od 35 do 42 lat. Mackin przeprowadził bardzo szczegółową obserwację, na której podstawie podał dokładną teorię powstawania pizolitów w jaskiniach i kopalniach. Uważa on, że woda kapiąca ze sklepienia na miękki i sypki materiał zwietrzelinowy powoduje wytworzenie niewielkiego miseczkowatego zagłębienia na dnie pieczary. Następnie zaczyna wytrącać się węglan wapnia, który wyściela miseczkę oraz odkłada się na luźnych fragmentach skał znajdujących się w zagłębieniu. W opisywanym przez Mackina przypadku były to ziarna granatów i kwarcu, na których wytrącał się węglan wapnia tworząc pizolity. Oczywiście kapanie wody musi być zawsze tak silne, aby mogło powodować obrót okazów w celu wytworzenia się koncentrycznych warstewek oraz nie dopuścić do przylepiania się okazów do dna miseczki. Przeprowadzając swoje obserwacje w sztolni autor wyliczył, że krople spadające co 1 sek. powodują ruch obrotowy o 1/4 obrotu w ciągu 2 minut. Stwierdził on również, że jest to odstęp czasu zupełnie wystarczający do powstania otoczek węglanowych, a zarazem do zapobieżenia scementowaniu pizolitów z dnem zbiornika.

Pizolity i oolity są w jaskiniach i kopalniach zjawiskiem na ogół dość rzadkim. Najlepszym tego dowodem jest fakt, że dotychczas opisano tylko 12 jaskiń i kilka kopalń, w których one występują.

## POWSTAWANIE PIZOLITÓW W GROCIE WOJCIESZOWSKIEJ

Powstawanie pizolitów czy też oolitów lub jakichkolwiek form naciekowych w jaskiniach zależy od następujących warunków: od koncentracji $H_2CO_3$ i $CaCO_3$ w wodzie, od temperatury, od szybkości cyrkulacji powietrza, od stopnia wilgotności, od szybkości parowania i zdolności przeciekania wody. Przy zachowaniu tych warunków jednak powstają stalaktyty i stalagmity znacznie częściej niż pizolity. Jest to spowodowane tym, że, aby mogły powstać pizolity, poza podanymi poprzednio warunkami musi najpierw wytworzyć się niewielkie zagłębienie (miseczka), w której dopiero mogą one powstać, oczywiście jeżeli będzie jednocześnie istniało tam odpowiednie stężenie $CaCO_3$, oraz ruch rotacyjny w roztworze.

Jak wspomniałem na początku, jaskinia wojcieszowska odznacza się bardzo bogatymi formami naciekowymi. Powstały one podobnie jak w innych grotach krasowych, a mianowicie przez infiltrację przez skały

wapienne wody deszczowej, która zawiera $H_2CO_3$ i powoduje rozpuszczanie węglanu wapnia. Roztwór taki, krążąc w szczelinach i skale, natrafia na pustą przestrzeń (grotę) i tworzy na jej sklepieniu kropelki, które następnie albo spływają po ścianach, albo też kapią na dno pieczary. Ponieważ w jaskini wojcieszowskiej zaobserwowano dobrą cyrkulację powietrza, woda mogła parować i wydzielać $CO_2$, wytrącając tym samym obojętny węglan wapnia, który na sklepieniu i na ścianach tworzył nacieki. Woda kapiąca ze sklepienia stale w jedno i to samo miejsce mogła oczywiście wytworzyć niewielką kałużę.

J. Mackin *(9)* uważa, że kałuża taka może się wytworzyć jedynie w materiale zwietrzelinowym drobnym i luźnym, gdzie początkowo woda wypłukuje cząsteczki ilaste, tworząc miseczkowate zagłębienie, a następnie osadza się tam węglan wapnia, który wygładza ścianki zagłębienia i nie przepuszcza wody. W tak wytworzonym zagłębieniu mogą rozwinąć się pizolity. Ponieważ jaskinia wojcieszowska ma bardzo grubą pokrywę węglanu wapnia na dnie, a dopiero na niej — wytworzone miseczkowate zagłębienia, przypuszczać należy, że prawdopodobnie nie wszystkie one powstały zgodnie z poglądem Mackina. Część ich powstała przypuszczalnie inaczej. Zgodnie z poglądem Allisona *(1)*, który, rozpatrując powstawanie stalagmitów, przyjmuje, że w pierwszej fazie tworzą się także zagłębienia miseczkowate, które w miarę rozwoju stalagmitów zanikają, należałoby sądzić, iż woda kapiąca z góry rozpryskuje się o twarde podłoże i tam, dokąd sięgają bryzgi rozpryśniętej kropli, wytrąca się węglan wapnia tworząc pewien okręg niewielkich wzniesień. Szybkie i długotrwałe kapanie wody powoduje wytworzenie się zwartej bariery, wewnątrz której tworzy się zagłębienie wypełnione wodą po same brzegi. Każda następna kropla, wpadająca do takiego zbiornika, powoduje przelanie się wody przez krawędzie i spływa po zboczu zwiększając powierzchnię parowania wody, co przyczynia się do wytrącania węglanu wapnia. Powoduje to narastanie $CaCO_3$ na zewnętrznej stronie bariery, zwłaszcza w jej szczytowej części, i przyczynia sie do powolnego wzrostu bariery w górę. Gdy proces ten przebiega stale. tworzy się stalagmit. Przyjmując jednak, że ze sklepienia padają krople nie z jednego lecz z kilku blisko siebie położonych punktów, w rezultacie zamiast jednego okrągłego zagłębienia otrzymujemy większe zagłębienie o krawędziach bardzo fantastycznie powyginanych, jako wynik zrośnięcia się zewnętrznych krawędzi sąsiednich zagłębień, gdy tymczasem wewnętrzne krawędzie nie wytwarzają się, ponieważ stale znajdowała się tam woda. Formy tak rozwinięte nie tworzyły już stalagmitów, lecz stanowiły niewielkie stałe zbiorniki wody. W jaskini wojcieszowskiej takich zagłębień było kilkanaście. W jednym z nich, tuż pod samą ścianą zamykającą pieczarę, znalazłem wspomniane uprzednio pizolity. Powstały one w te

sposób, że dookoła niewielkich okruchów węglanu wapnia, które mogły oderwać się ze sklepienia i spaść do zbiornika, zaczynał się powoli osadzać koncentrycznie węglan wapnia. Mogło to nastąpić jedynie dlatego, że w zbiorniku istniał ruch rotacyjny lub nawet mniejszy ruch falowy, wywołany spadaniem kropli ze sklepienia. Ruch ten powodował obracanie lub kołysanie zanurzonych w miseczce fragmentów skalnych. Ponieważ warunki sprzyjające wytrącaniu się węglanu wapnia trwały przez cały czas tworzenia się pizolitów, mógł on także wytrącać się na częściowo zanurzanych i obracanych w wodzie fragmentach skalnych powodując koncentryczne nawarstwianie się otoczek węglanowych. Jeżeli był to ruch tylko kołyszący, wtedy spadające na wystające z wody części pizolitów krople powodowały wytrącanie się węglanu wapnia jedynie na tej części okazu, która wystaje ponad powierzchnię wody. W rezultacie na przekroju widzimy nie obraz pełnych otoczek, lecz tylko ich fragmentów, które mogły być uzupełnione z chwilą przekręcenia okazu. Przekręcenie takie może być spowodowane kroplami, które nie trafiły w sam okaz, lecz obok niego powodując większe wzburzenie wody i obrót pizolitu. Następne krople spadające na okaz mogą spowodować wytworzenie się warstewek uzupełniających. Jeżeli natomiast ruch wirowy wody wskutek szybkiego kapania będzie większy, może wytworzyć się otoczka, obejmująca od razu cały okaz, i wtedy w szlifie zobaczymy otoczki niepełne, zamknięte otoczkami całkowitymi, tak jak to widzimy na pl. II, fig. 2*a*. Kapanie wody ze sklepienia musi być tak częste, aby wszystkie zanurzone fragmenty i powstające pizolity utrzymać w ciągłym, choćby tylko lekko kołyszącym ruchu, gdyż w przeciwnym razie zawarte w zbiorniku okazy zostaną natychmiast przytwierdzone do dna zagłębienia i w miarę wzrostu pokrywy węglanowej w niej zniknią. J. Mackin *(9)* w swoich obserwacjach w kopalni Idaho stwierdził, że przeciętnie krople spadają tam w odstępach 5-15 sek i wywołują ruch, który zaledwie oolity porusza. Aby powstał ruch wyraźny, odstęp czasu między spadkiem poszczególnych kropli nie powinien być większy niż 1 sek. Przypuszczam jednak, że aby pizolity z jaskini wojcieszowskiej utrzymać w ruchu i nie dopuścić do przyrośnięcia do dna zagłębienia, powinien był wystarczyć odstęp 15 sek. między poszczególnymi kroplami, ponieważ są one dużo lżejsze niż perły jaskiniowe z Idaho, chociażby ze względu na budowę ich jąder. Jądra pizolitów wojcieszowskich są albo zbudowane z „gąbczastej" naciekowej substancji wapiennej, albo składają się z niewielkich okruchów skały wapiennej. Natomiast jądra pizolitów z Idaho stanowią różne odmiany granatów i kwarc. Wojcieszowskie pizolity mają poza tym dużo otoczek zbudowanych z porowatego drobnokrystalicznego $CaCO_3$, co także zmniejsza ich ciężar objętościowy i czyni je łatwiejszymi do obracania. Zgodnie z poglądem L. Cayeux *(5)*, który uważa, że oolity powstające

w wodzie morskiej mają formy spłaszczone, powstające natomiast w wodach słodkich — kształt idealnie kulisty, nasze oolity winny mieć taką właśnie postać. Pogląd ten jednak jest słuszny jedynie dla form małych, do dużych zaś pizolitów nie da się go zastosować, ponieważ w miarę wzrostu wszystkich okazów, będących w danym zagłębieniu, zaczyna być im za ciasno. Pizolity zderzają się ze sobą, ocierają się i niszczą sobie nawzajem otoczki powodując powstawanie deformacji na powierzchniach, dlatego też duże okazy rzadko kiedy mają kształt kulisty, przeważnie zaś zawsze wykazują jakieś spłaszczenia.

*Zakład Geologii Dynamicznej U. W.*
*Warszawa, luty 1956 r.*

## LITERATURA CYTOWANA


1. ALLISON V. C. The growth of stalagmites and stalactites. — J. Geol. v. 31, no. 2. 1923.
2. BACKER G. & FROSTICK A. C. Pisoliths and ooliths from some Australian caves and mines. — J. Sed. Petr. v. 17, no. 2. 1947.
3. BACKER G. & FROSTICK A. C. Pisoliths, ooliths, and calcareous growth in limestone caves at Port Campbell, Victoria, Australia. — Ibidem, v. 21, no. 2. 1951.
4. CASTERET N. Ten years under the Earth. London 1943.
5. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France (roches carbonatées). Paris 1935.
6. ČUCHROV F. V. Kołłoidy v zemnoj kore. Moskwa 1955.
7. KELLER W. D. „Cave pearls“ in cave near Columbia, Missouri .— J. Geol. v. 53, no. 1. 1945.
8. KOWALSKI K. Jaskinie Polskie. T. I, II, III. P. Muz. Archeol. Warszawa
9. MACKIN J. H. & COOMBS H. A. An occurrence of „cave pearls“ in a mine in Idaho. — J. Geol. v. 53, no. 1. 1945.
10. MAKSIMOVIČ T. H. Kalcitovye oolity, pizolity i konkrecji peščer i rudnikov. — Zap. Vses. Min. Obšč. II ser. Moskwa 1955.
11. POND A. W. Calcite oolites or „cave pearls“ found in the „Cave of the Mounds“. — J. Sed. Petr. v. 15, no. 2. 1945.
12. REARK J. B. An occurrence of artificial oölites. — J. Sed. Petr. v. 22, no. 4. 1952.
13. RYŽIKOV D. B. Priroda karsta i osnovnye zakonomernosti ego razvitija. — Trudy Gorno-Geoł. Inst. wyp. 21. Moskva 1954.
14. TURNAU-MORAWSKA M. Petrografia skał osadowych. Warszawa 1954.
15. TWENHOFEL W. H. Oölites of artificial origin. — J. Geol. v. 36, no. 5. 1928.
16. WRZOSEK A. Kronika (Ziemie Zachodnie - Podhale - Podkarpacie). — Wierchy, rok 24. Kraków 1955.

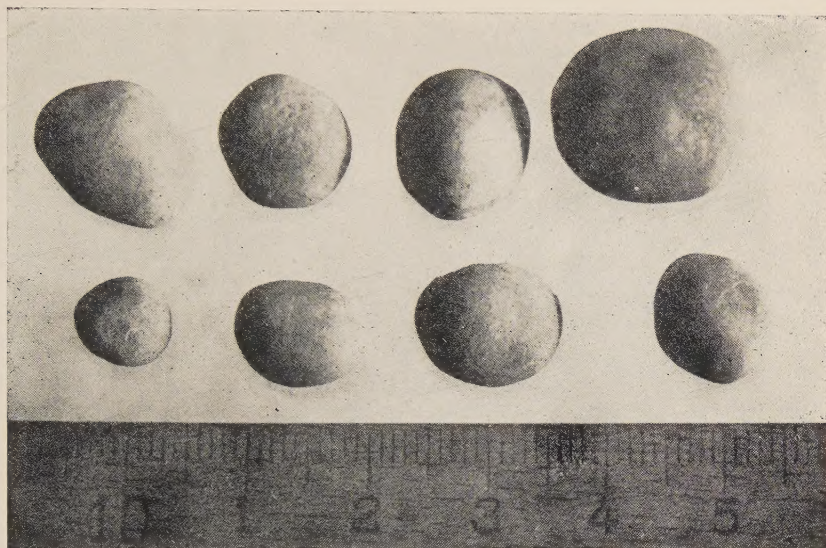



Fig. 1

Pizolity z groty w Wojcieszowie




Fig. 2

Pizolity widziane w przekroju